

诸广山南体燕山期花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其构造意义

邓平^{1,2)}, 任纪舜¹⁾, 凌洪飞³⁾, 沈渭洲³⁾, 孙立强³⁾, 朱捌⁴⁾, 谭正中⁴⁾

1) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 2) 中广核铀业发展有限公司, 北京, 100029;

3) 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室(南京大学), 南京大学地球科学与工程学院, 南京, 210093;

4) 核工业 290 研究所, 广东韶关, 512026

内容提要: 诸广山南体是一个由加里东期、印支期和燕山期花岗岩组成的巨型复式岩体。本文采用高精度的锆石 SHRIMP U-Pb 法首先对位于诸广山南体东、西部结合部位的长江、赤坑、企岭和茶山等 4 个岩体进行精确定年, 测定结果分别为 160 ± 2 Ma (MSWD = 1.8)、 154 ± 1 Ma (MSWD = 0.41)、 156 ± 2 Ma (MSWD = 2.5) 和 157 ± 3 Ma (MSWD = 2.7), 反映它们都是燕山早期岩浆活动产物, 从而进一步证实中—晚侏罗世之交是南岭地区岩浆活动的高峰时期。结合这些岩体的岩石学特征以及相邻地区地质资料, 上述燕山早期花岗岩是在太平洋板块俯冲影响下, 使先期印支地块与华南地块碰撞产生的薄弱构造带发生进一步伸展的背景下由位于中、下地壳部位的古老变质沉积岩发生部分熔融的方式形成。

关键词: 花岗岩; 锆石 SHRIMP U-Pb 定年; 燕山早期; 诸广山南体

诸广山岩体位于广东、湖南和江西三省交界区域内, 呈巨型岩基产出, 总出露面积大于 2500 km^2 。本文研究的诸广山南体位于南岭东西向构造带和万洋山—诸广山南北向构造带的复合部位, 在行政上主要属于粤北的乐昌、仁化和南雄等县市。诸广山南体大致呈东西向展布, 属于南岭地区 3 个大型东西向岩带之一的“骑田岭—诸广山岩带”的重要组成部分, 出露面积在 1500 km^2 以上(图 1)。岩体侵入于寒武系、奥陶系和泥盆系地层中, 与围岩接触界线清楚。

诸广山南体的形状可看作由两部分组成(图 1): 西部呈东西向展布, 东部呈南北向展布。前人对诸广山南体从不同角度进行过研究, 但研究程度较低, 尤其是对岩体形成时代的厘定绝大部分是依据 K-Ar 年龄数据: 除了东部个别岩体(白云)为印支期和东—西部交界处南侧的岩株状扶溪岩体为加里东期以外, 其余东、西两部分岩体都被认为是燕山期岩体(广东省地质矿产局, 1988)。近年来, 通过锆石 U-Pb 定年, 确定了东部 6 个岩体为印支期(白云、乐洞、江南、龙华山、大窝子和寨地江南岩体锆石

SHRIMP U-Pb 定年: 邓平等审稿中; 及江南岩体 LA-ICP-MS U-Pb 定年: Xu et al., 2005), 西部的红山岩体(朱捌等, 2009)、三江口岩体(张敏, 2006)和九峰岩体(袁宗信等, 1992)为燕山早期。但东、西部结合部位的 4 个岩体(长江、企岭、赤坑和茶山)(图 1)目前尚无确切年龄数据, 本文对这 4 个岩体开展了高精度的锆石 SHRIMP U-Pb 定年, 确定它们为燕山期, 在此基础上探讨这些岩体形成的构造环境。

1 岩相学特征

本文研究的长江和茶山岩体为中粒黑云母花岗岩, 企岭和赤坑岩体为中粒二云母花岗岩, 它们都具有花岗结构, 块状构造。黑云母花岗岩的主要矿物组成为: 钾长石为微斜长石, 含量为 20% ~ 35% 左右; 斜长石($An = 10 \sim 30$)为 15% ~ 40% 左右, 环带结构明显; 石英为他形粒状, 含量为 20% ~ 35% 左右; 黑云母为不规则片状, 含量为 5% ~ 8% 左右。副矿物主要包括磁铁矿、榍石、磷灰石、褐帘石、锆石、黄铁矿和磷钨矿等。

二云母花岗岩的主要矿物组成为: 钾长石为微

注: 本文为核工业地质局高校科研项目的成果。

收稿日期: 2011-01-15; 改回日期: 2011-08-28; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 邓平, 男, 1963 年生。博士, 高级工程师。中广核铀业发展有限公司技术部副总监兼中广核铀业广东有限公司总工程师。构造地质学、铀矿地质专业, 长期从事铀矿地质勘查和科研工作。Email: kydeng@vip.tom.com。

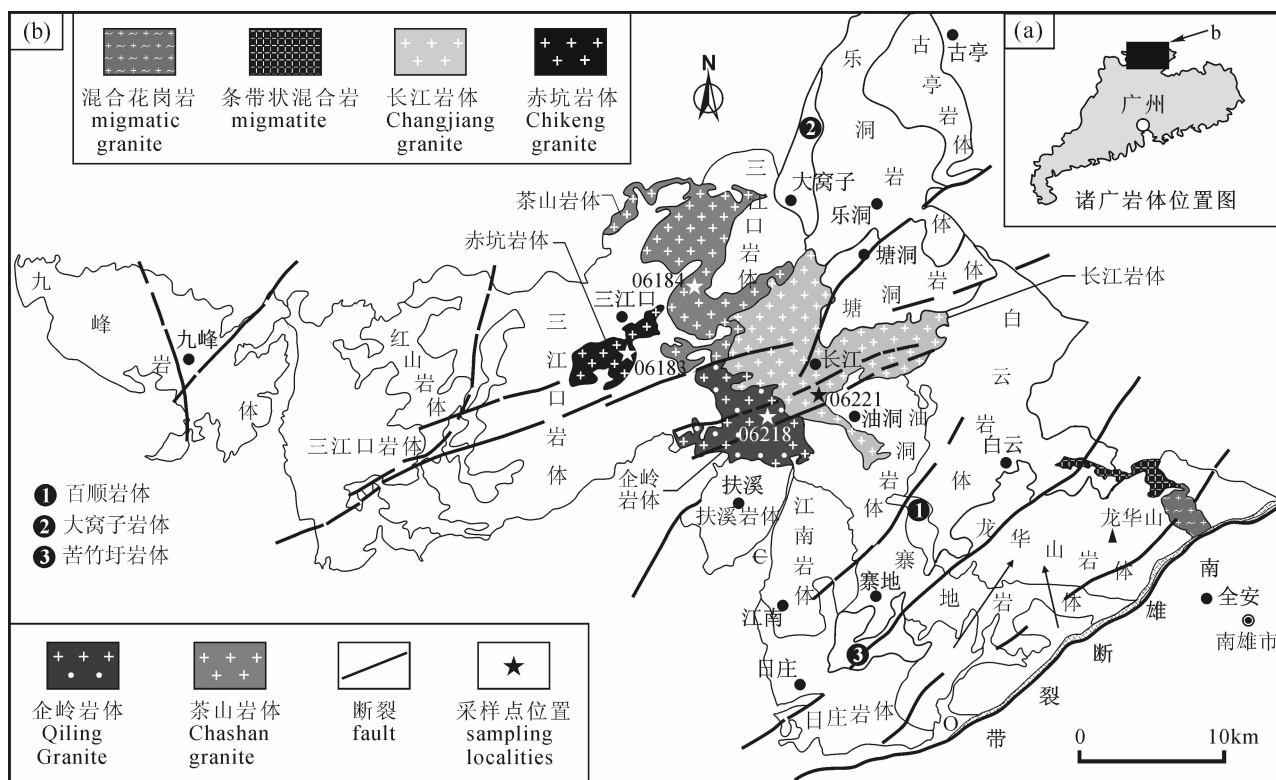


图1 诸广山南体燕山期岩体采样点位置图

Fig. 1 Sampling localities of the Yanshanian bodies from southern Zhuguang mountains

(a) — 诸广山南体位置图; (b) — 诸广山南体地质略图:

(a) — location for southern Zhuguang mountains; (b) — geological sketch map of southern Zhuguang mountains

斜长石, 含量为 15% ~ 35% 左右, 斜长石 ($An = 5 \sim 15$) 为 20% ~ 40% 左右, 石英为 15% ~ 35% 左右, 黑云母 (常为绿泥石和白云母所交代) 为 2% ~ 3% 左右, 白云母 (多数可能是黑云母蚀变产物) 为 2% ~ 3% 左右。副矿物主要包括钛铁矿、锆石、磷灰石、黄铁矿、独居石、晶质铀矿和磁铁矿等。

2 样品制备和实验方法

用于进行单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 定年样品的采样位置见图 1。委托河北省廊坊区域地质调查队实验室从新鲜岩石样品中分离锆石, 分离步骤如下: 分离锆石的样品经颚式破碎机粗碎后, 再经细磨筛选和摇床或手工淘选分离, 最后在双目镜下挑选具有代表性的、晶形好、无裂纹和无包裹体的锆石进行年代学研究。将分选出的锆石与标准锆石 (TEM) 用环氧树脂固定在玻璃板上, 然后将被固定的锆石颗粒磨至约一半, 以便全面观察锆石的内部结构。在经过抛光、清洗处理后, 对其进行透射光、反射光和阴极发光扫描电镜照像 (图 2), 以了解锆石的内部结构, 选择最佳测试部位。锆石的阴极发光图像

在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成, 锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析在北京离子探针中心 SHRIMP-II 仪器上完成。应用 RSES 锆石标样 TEMORA ($t = 417\text{Ma}$, Black et al., 2003a) 进行元素间的分馏校正, 采用另一 RSES 锆石标样 SL13 ($t = 572\text{Ma}$, 铀含量为 238×10^{-6} , 平均 Th/U 比值为 0.09, Black et al., 2003b) 标定样品的 U、Th 和 Pb 含量。年龄计算和图件处理采用 Ludwig (1999) 的 SQUID (1.02) 和 ISOPLOT 程序完成。样品分析的详细流程及相关原理见宋彪等 (2002) 和简平等 (2003)。普通铅校正根据实测的 ^{204}Pb 值进行。分析结果列于表 1, 各个测点的分析误差为 1σ , 岩体形成年龄采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值, 置信度为 95%。

3 定年结果

进行定年的锆石以透明为主, 局部半透明, 裂纹不发育, 无核或核部小, 为柱状、长柱状自型晶锆石, 振荡韵律环带结构清晰 (图 2), 属于典型的岩浆锆石。测点都选择在韵律环带结构清晰的部位。锆石

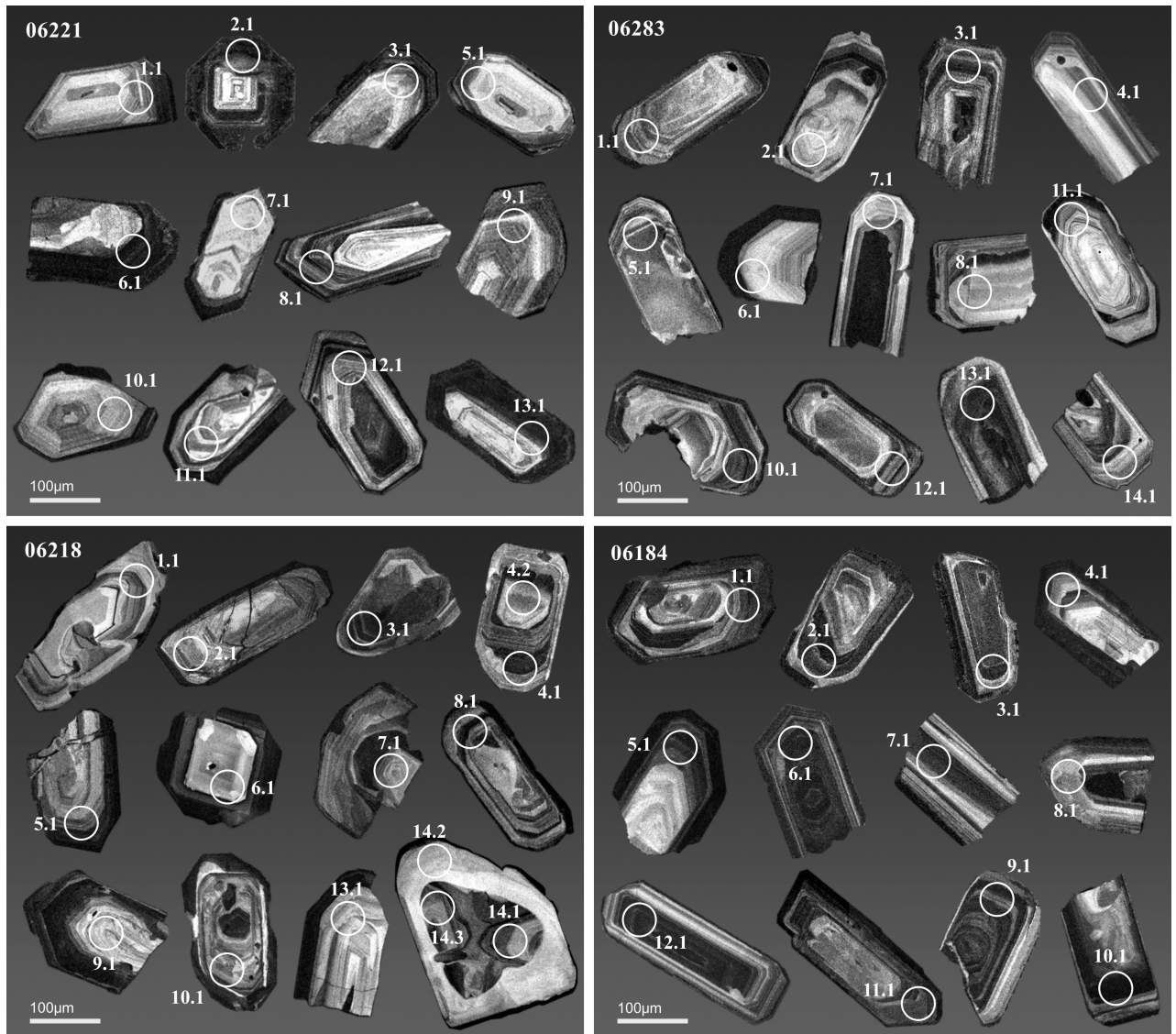


图 2 诸广山南体燕山期花岗岩的锆石阴极发光图像及测点位置

Fig. 2 Zircon cathodoluminescence images and measuring point locations for the southern Zhuguang Yanshanian granites

SHRIMP U-Pb 同位素定年可以获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 三组表面年龄。位于谐和曲线上的谐和年龄反映岩浆结晶后未受后期地质事件影响而发生 Pb 丢失, 因而谐和年龄代表岩浆结晶年龄。对于位于谐和曲线两侧 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄接近而 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄变化大的数据, 一般是由于较年轻和铀含量较低的锆石放射成因 ^{207}Pb 积累较少, 导致测定误差大而引起 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄偏差, 而 ^{206}Pb 同位素丰度较 ^{207}Pb 的丰度高得多, 因而 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄比 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄更能反映锆石的结晶时间 (Compston et al., 1992)。因此, 本文或采用谐和年龄或采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄作为岩体结晶年龄。

3.1 长江岩体(06221)

锆石样品采自仁化县长江镇至邓屋镇公路旁, 采样点坐标为 $\text{N}25^{\circ}18'12.1''$, $\text{E}113^{\circ}55'59.6''$, 岩性为中粒黑云母花岗岩。由表 1 可见, 长江岩体锆石的铀含量变化大 ($336 \times 10^{-6} \sim 5858 \times 10^{-6}$), 钍含量变化也较大 ($151 \times 10^{-6} \sim 1198 \times 10^{-6}$), 其 Th/U 比值 (0.20 ~ 0.61) 位于典型岩浆锆石的 Th/U 比值范围内 (Williams et al., 1996; Pidgeon et al., 1998; Sue et al., 1999; Claesson et al., 2000)。12 颗锆石的定年结果表明, 除 3 个测点 2.1、3.1 和 6.1 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (167.6 ~ 184.3Ma) 稍偏高外, 其余 9 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 ($154.7 \pm 2.4 \sim 164.4 \pm 2.5\text{Ma}$, 表 1) 比较集中, 在图 3a 中位于谐和线上,

表1 诸广山南体燕山期花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析结果

Table 1 Zircon SHRIMP U-Pb isotopic compositions of the southern Zhuguang Yanshanian granites

测点	²⁰⁶ Pb (%)	U (×10 ⁻⁶)	Th	Th/U	²⁰⁶ Pb* (×10 ⁻⁶)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄 (Ma)	n(²⁰⁷ Pb*)/n(²⁰⁶ Pb*)		n(²⁰⁷ Pb*)/n(²³⁵ U)		n(²⁰⁶ Pb*)/n(²³⁸ U)			
							测值	相对误差 (±%)	测值	相对误差 (±%)	测值	相对误差 (±%)		
长江岩体	1.1	0.46	620	187	0.3	13.8	164.4	±2.5	0.04980	4.4	0.1774	4.6	0.02583	1.5
	2.1	3.65	4067	1191	0.29	99.4	174.5	±2.5	0.05060	9.1	0.1910	9.2	0.02744	1.5
	3.1	3.33	1698	439	0.26	39.7	167.6	±2.5	0.05060	10	0.1840	10	0.02634	1.5
	5.1	0.47	386	151	0.39	8.27	158.1	±2.5	0.04750	6.2	0.1630	6.4	0.02483	1.6
	6.1	0.04	5858	1198	0.2	146	184.3	±2.6	0.04869	0.77	0.1947	1.6	0.02900	1.4
	7.1	0.89	338	153	0.45	7.27	158.2	±2.5	0.04770	5.1	0.1634	5.4	0.02484	1.6
	8.1	0.14	1290	781	0.61	28.2	162.0	±2.3	0.05001	1.5	0.1755	2.1	0.02545	1.5
	9.1	0.51	713	201	0.28	15.3	158.8	±2.4	0.04760	5.6	0.1636	5.8	0.02495	1.5
	10.1	1.08	369	155	0.42	8.13	161.5	±2.6	0.04710	7.2	0.1650	7.4	0.02537	1.6
	11.1	0.83	594	206	0.35	12.5	154.7	±2.4	0.04720	7.1	0.1580	7.3	0.02429	1.6
	12.1	0.39	696	308	0.44	14.8	157.3	±2.3	0.04870	2.5	0.1658	2.9	0.02471	1.5
	13.1	1.06	1128	307	0.27	25.2	163.8	±2.4	0.04830	5.1	0.1714	5.4	0.02574	1.5
	赤坑岩体	1.1	0.73	641	272	0.42	13.3	152.8	±1.8	0.04600	4.3	0.1520	4.5	0.02399
2.1		0.71	276	155	0.56	5.72	152.4	±2.1	0.05760	7.1	0.1900	7.2	0.02392	1.4
3.1		0.21	546	244	0.44	11.5	155.4	±1.9	0.04990	3.5	0.1681	3.7	0.02441	1.2
4.1		0.28	405	589	1.45	8.35	152.4	±2.0	0.04890	3.2	0.1612	3.4	0.02392	1.3
5.1		0.12	472	312	0.66	9.75	152.9	±1.9	0.05320	2.6	0.1759	2.8	0.02400	1.2
6.1		0.5	406	243	0.6	8.54	155.2	±2.0	0.04950	4.1	0.1664	4.3	0.02437	1.3
7.1		10.02	592	215	0.36	13.5	152.4	±2.5	0.06350	15	0.2090	16	0.02393	1.7
8.1		0.87	377	349	0.92	7.88	153.8	±2.0	0.05290	5.7	0.1760	5.9	0.02415	1.3
10.1		0.52	813	322	0.4	16.9	153.7	±1.8	0.04790	3.7	0.15940	3.9	0.02413	1.2
11.1		0.53	3073	922	0.3	68.7	164.8	±1.8	0.04913	1.8	0.1754	2.1	0.02590	1.1
12.1		0.13	1079	467	0.43	22.6	155.3	±1.8	0.05010	2.1	0.1684	2.4	0.02438	1.2
13.1		4.09	421	466	1.11	10.2	172.6	±3.0	0.2098	2.7	0.7840	3.2	0.02713	1.7
14.1		1.5	340	228	0.67	7.1	152.9	±2.1	0.04440	9.9	0.1470	10	0.02400	1.4
企岭岩体		1.1	0.06	1128	423	0.37	24.3	159.5	±1.8	0.04858	1.7	0.1678	2.0	0.02505
	2.1	0.35	2153	510	0.24	46	157.8	±1.7	0.04992	1.9	0.1705	2.2	0.02478	1.1
	3.1	0.42	1363	395	0.29	29.1	157.8	±1.8	0.04920	2.9	0.1681	3.1	0.02479	1.1
	4.1	0.4	1127	480	0.43	24.1	157.8	±1.8	0.04730	2.7	0.1617	3.0	0.02479	1.2
	4.2	0.64	435	369	0.85	9.41	159.3	±2.1	0.04940	6.5	0.1710	6.6	0.02503	1.3
	5.2	0.42	1501	481	0.32	33.1	163	±1.9	0.05040	3.5	0.1779	3.7	0.02560	1.2
	6.1	2.16	307	260	0.85	6.28	148.7	±2.2	0.1141	4.9	0.3670	5.2	0.02334	1.5
	7.1	1.4	435	137	0.31	9.47	159.2	±2.1	0.05700	8.1	0.1970	8.2	0.02500	1.3
	8.1	22.16	589	246	0.42	16.2	159.4	±3.7	0.07500	21	0.2600	22	0.02503	2.3
	9.1	1.03	315	191	0.61	6.46	150.6	±2.1	0.04960	8.0	0.1620	8.1	0.02364	1.4
	10.1	0.31	1495	704	0.47	31.3	154.7	±1.7	0.04970	2.1	0.1663	2.4	0.02428	1.1
	13.1	0.61	516	232	0.45	10.7	152.4	±2.0	0.04880	8.2	0.1610	8.3	0.02393	1.3
	14.1	0.65	310	145	0.47	6.35	151.2	±2.4	0.04670	13	0.1530	13	0.02373	1.6
	14.2	2.89	103	84	0.81	2.15	151.2	±2.7	0.04030	12	0.1320	12	0.02373	1.8
14.3	1.46	373	229	0.61	7.86	154.1	±2.8	0.04280	9.5	0.1430	9.7	0.02419	1.8	
茶山岩体	1.1	0	1087	550	0.51	23	157.1	±2.2	0.04895	1.6	0.1665	2.2	0.02467	1.4
	2.1	0.52	2697	1488	0.55	62.5	170.7	±2.3	0.05009	1.8	0.1853	2.3	0.02683	1.4
	3.1	2.29	4091	1680	0.41	92.4	163.5	±2.2	0.05150	5.2	0.1824	5.4	0.02569	1.4
	4.1	1.53	262	200	0.76	5.44	151.5	±2.5	0.05230	8.6	0.1720	8.7	0.02378	1.7
	5.1	0.83	1282	516	0.4	27.5	157.6	±2.2	0.05060	4.3	0.1727	4.6	0.02475	1.4
	6.1	0.14	2390	1048	0.44	50.3	155.8	±2.1	0.04822	1.3	0.1626	1.9	0.02445	1.4
	7.1	0.08	1284	611	0.48	27.2	156.9	±2.2	0.04895	1.6	0.1662	2.1	0.02463	1.4
	8.1	0.89	304	179	0.59	6.29	151.9	±2.4	0.04150	7.1	0.1365	7.2	0.02385	1.6
	9.1	0.16	1986	1058	0.53	43.2	161.1	±2.2	0.05090	2.0	0.1776	2.4	0.02530	1.4
	10.1	0.07	7835	3062	0.39	187	176.2	±2.4	0.04915	0.65	0.1878	1.5	0.02771	1.4
	11.1	0.38	746	405	0.54	15.5	153.7	±2.2	0.04950	2.7	0.1648	3.0	0.02414	1.5
	12.1	0.12	1110	504	0.45	23.1	154.3	±2.2	0.04900	2.4	0.1637	2.8	0.02422	1.4

注:长江岩体(06221)160 ± 2 Ma (MSWD = 1.8);赤坑岩体(06183)154 ± 1 Ma (MSWD = 0.41);企岭岩体(06218)156 ± 2 Ma (MSWD = 2.5);茶山岩体(06184)157 ± 3 Ma (MSWD = 2.7)。

表明这些锆石形成后 U-Pb 同位素体系是封闭的, 基本没有发生 Pb 同位素的丢失或 U 的加入, 因此其加权平均年龄 160.0 ± 2.0 Ma (MSWD = 1.8) 应代表岩体形成时间, 表明长江岩体属于燕山早期岩浆活动产物。

3.2 赤坑岩体 (06183)

锆石样品采自广东省仁化县城口镇至湖南省汝城县热水镇公路旁, 采样点坐标为 $E113^{\circ}44'52.0''$, $N25^{\circ}20'29.6''$, 岩性为中粒二云母花岗岩。由表 1 可见, 赤坑岩体锆石的铀、钍含量变化都比较明显, 分别为 $276 \times 10^{-6} \sim 3073 \times 10^{-6}$ 和 $155 \times 10^{-6} \sim 922 \times 10^{-6}$, 其 Th/U 比值 (0.30 ~ 1.45) 都位于岩浆锆石的 Th/U 比值范围内 (Williams et al., 1996; Pidgeon et al., 1998; Sue et al., 1999; Claesson et al.,

2000)。在测试的 13 颗锆石中, 除测点 11.1 和 13.1 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (分别为 164.8 ± 1.8 Ma 和 172.6 ± 3.0 Ma) 稍偏高外, 其余 11 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄非常集中, 在图 3b 中位于谐和线上。根据这些测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 ($152.4 \pm 2.0 \sim 155.4 \pm 1.9$ Ma, 表 1) 获得的加权平均年龄为 154 ± 1 Ma (MSWD = 0.41), 该年龄值代表赤坑岩体的形成时间, 表明赤坑岩体是燕山早期岩浆活动产物。

3.3 企岭岩体 (06218)

锆石样品采自仁化县长江镇至扶溪镇公路旁, 采样点坐标为 $E113^{\circ}52'46.6''$, $N25^{\circ}17'03.7''$, 岩性为中粒二云母花岗岩。由表 1 可见, 企岭岩体锆石的铀含量变化大 ($103 \times 10^{-6} \sim 2153 \times 10^{-6}$), 钍含量变化较小 ($84 \times 10^{-6} \sim 704 \times 10^{-6}$), 其 Th/U 比值

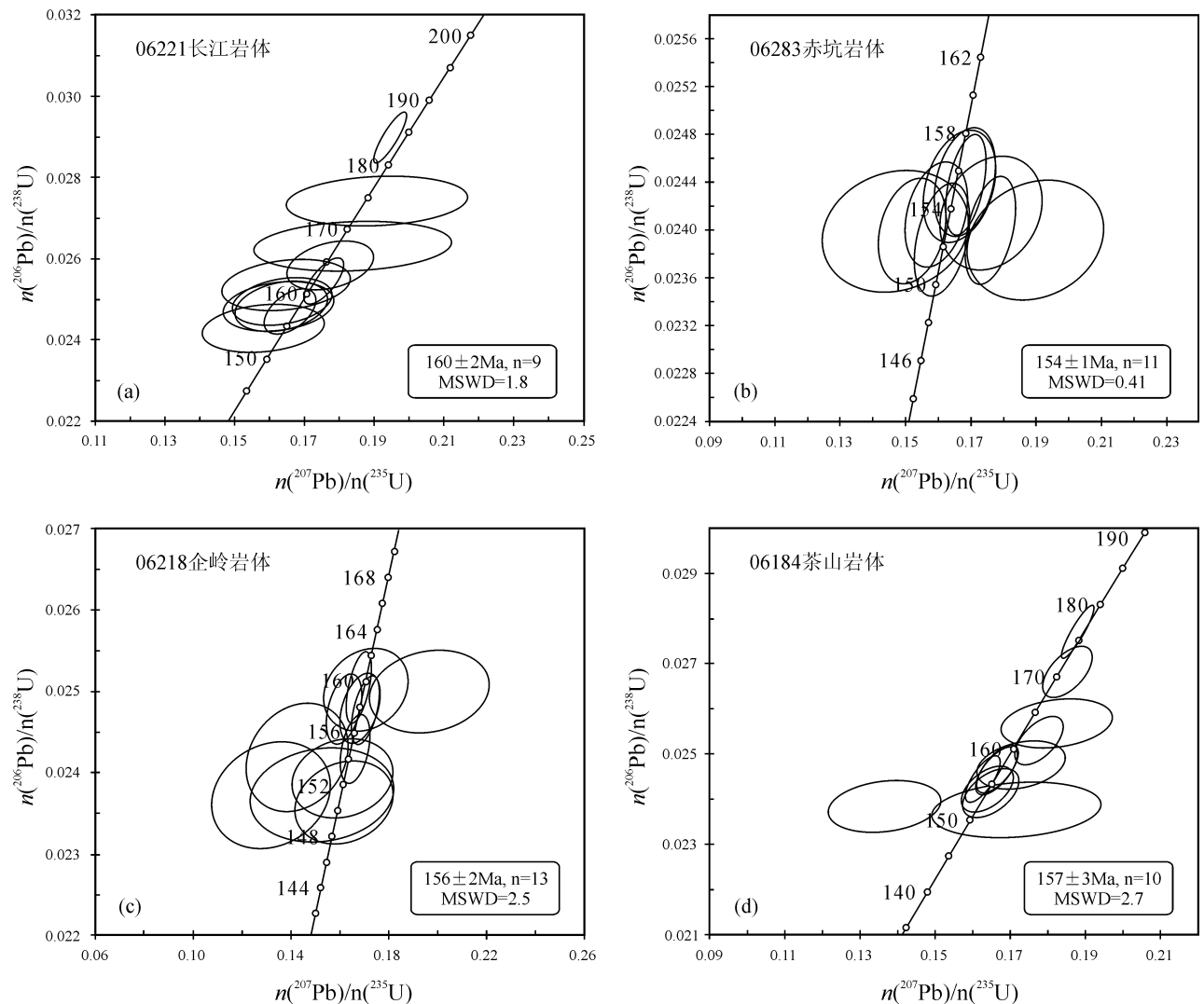


图 3 诸广山南体燕山期岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图解

Fig. 3 SHRIMP zircon U-Pb concordia diagrams of the southern Zhuguang Yanshannian granites

(0.24 ~ 0.85) 位于典型岩浆锆石的 Th/U 比值范围内 (Williams et al., 1996; Pidgeon et al., 1998; Sue et al., 1999; Claesson et al., 2000)。在 15 颗锆石的测试结果中, 除测点 5.2 和 6.1 稍偏离谐和线外, 其余 13 个测点都位于谐和线上 (图 3c), 表明这些锆石形成后 U-Pb 同位素体系是封闭的。根据这些锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 ($150.6 \pm 2.1 \sim 159.5 \pm 1.8\text{Ma}$, 表 1) 获得的加权平均年龄为 $156 \pm 2\text{Ma}$ (MSWD = 2.5), 由此表明企岭岩体也是燕山早期岩浆活动产物。

3.4 茶山岩体 (06184)

锆石样品采自广东省仁化县城口镇至湖南省汝城县热水镇公路旁, 采样点坐标为 $E113^{\circ}49'57.6''$, $N25^{\circ}24'52.2''$, 岩性为中粒黑云母花岗岩。由表 1 可见, 茶山岩体锆石的铀含量 ($262 \times 10^{-6} \sim 7835 \times 10^{-6}$) 和钍含量 ($155 \times 10^{-6} \sim 922 \times 10^{-6}$) 变化明显, 其 Th/U 比值 (0.39 ~ 0.76) 也都位于典型岩浆锆石的范围内 (Williams et al., 1996; Pidgeon et al., 1998; Sue et al., 1999; Claesson et al., 2000)。在测试的 12 个数据中, 除测点 2.1 和 10.1 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄稍高 (170.7 ~ 176.2Ma) 外, 其余 10 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 ($151.5 \pm 2.5 \sim 163.5 \pm 2.2\text{Ma}$) 比较集中, 数据点都位于谐和线上 (图 3d)。根据这些测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄获得的加权平均年龄为 $157 \pm 3\text{Ma}$ (MSWD = 2.7), 表明茶山岩体也是燕山早期岩浆活动产物。

4 讨论

上述研究表明, 位于诸广山南体中部的长江、赤坑、企岭和茶山等 4 个岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄介于 154 ~ 160 Ma 之间, 与诸广山南体西部的红山岩体 ($155 \pm 2\text{Ma}$, 朱捌等, 2009)、三江口岩体 ($167 \pm 2\text{Ma}$, 张敏, 2006)、九峰岩体 (159Ma, 袁宗信等, 1992) 一起都属于燕山早期岩浆活动产物。它们与南岭地区燕山早期花岗岩体的锆石 U-Pb 年龄主要介于 150 ~ 160 Ma 之间 (周新民, 2007) 相一致, 从而进一步证实, 中一晚侏罗世之交是南岭地区燕山早期花岗岩的主要形成时期。

关于南岭地区燕山早期花岗岩形成的构造环境, 目前已趋于共识, 即它们都形成于板内伸展构造环境 (包括最初的板内裂谷环境) (陈培荣等, 1998; 2004; 李献华等, 2000, 2001, 2007; 郭新生等, 2001; 孙涛等, 2003; 马铁球等, 2006; 周新民, 2003; 周新民等, 2007)。这一构造环境的形成主要同南岭地区

在中生代时期先后经历了印支运动和燕山运动两次大的构造-岩浆活动有关。在印支运动时期, 印支板块与华南板块之间的碰撞在三叠纪末期进入尾声, 挤压应力开始向拉张应力转化。在此拉张构造背景下, 形成了 3 个 (骑田岭-诸广山、大东山-贵东和花山-姑婆山-连阳-佛冈) 主要的东西向断裂带, 并被少量印支期花岗岩充填。在燕山运动时期, 由于太平洋板块俯冲的影响, 使先前存在的东西向断裂带重新复活, 并为大量燕山早期花岗岩充填。南岭地区的燕山早期花岗岩类的形成与太平洋板块俯冲物质可能没有直接关系, 但因俯冲应力通过华南刚性地块传递到内陆, 在华南内陆形成伸展构造环境 (周新民, 2003), 产生燕山早期板内花岗岩和局部地段的裂谷型岩浆岩组合 (李献华等, 2000, 2001, 2007; 郭新生等, 2001; 孙涛等, 2003; 陈培荣等, 2004)。

南岭地区燕山早期的伸展构造环境可从下列地质事实中得到证实: 闽西南-赣南-湘东南-桂东南地区存在燕山早期的碱性花岗岩 (陈培荣等, 1999; 范春方和陈培荣, 2000)、双峰式火山岩 (许美辉, 1992; 陈培荣等, 1999)、碱性玄武岩 (Chung et al., 1997; 赵振华等, 1998; 王岳军等, 2004; Li et al., 2004; Zhou et al., 2005) 和碱性杂岩体 (郭新生等, 2001) 等。此外, 南岭地区高钾钙碱性花岗岩分布十分广泛 (周新民, 2007; 李献华等, 2007), 而高钾钙碱性花岗岩又正是在伸展构造环境中形成 (Liegeois et al., 1998)。因此, 南岭地区自中侏罗世开始已处于岩石圈伸展、减薄的构造环境。但由于南岭地区既受到印支地块与华南地块碰撞 (峰期发生在 258 ~ 243Ma, Carter et al., 2001) 影响而处于碰撞后伸展环境, 也受到古太平洋板块俯冲 (开始于 180Ma 前, Maruyama & Seno, 1986) 产生的应力传递影响而发生伸展 (周新民, 2003)。因此, 南岭地区燕山早期的伸展构造环境已经不单纯是印支地块与华南地块之间碰撞后的伸展, 而是该区在经历古太平洋板块持续俯冲一定时期 (15 ~ 20Ma) 以后, 在原有薄弱构造带附近产生进一步伸展的背景下形成的。

在这种伸展的体制中, 一方面由于压力的降低而非常有利于岩石的熔融; 另一方面, 地壳的拉张减薄还可伴随深部软流圈地幔上涌和玄武岩浆底侵作用, 使地壳加热而导致中、下地壳岩石发生部分熔融 (Sylvester, 1998; 周新民等, 2007; 吴福元等, 2007)。因此, 本文研究的诸广山南体中的燕山早期花岗岩

正是在这种伸展构造背景下,通过地壳的伸展—减压熔融和/或玄武岩浆底侵,导致中、下地壳部位的古老变质沉积岩部分熔融的方式形成。

5 结论

(1) 采用锆石 SHRIMP U-Pb 定年方法对诸广山南体中部长江、赤坑、企岭和茶山等4个岩体获得的年龄值介于154 ~ 160 Ma 之间,它们与诸广山南体西部的红山、三江口和九峰岩体一起都属于燕山早期岩浆活动产物。

(2) 诸广山南体内的燕山早期花岗岩体都形成于板内伸展构造环境,它们是在该区经历古太平洋板块持续俯冲一定时期以后,使先期印支地块与华南地块碰撞产生的薄弱构造带发生进一步伸展的背景下,由位于中、下地壳部位的古老变质沉积岩发生部分熔融的方式形成。

致谢:衷心感谢李献华研究员审阅文稿并对本文提出了宝贵的修改意见。核工业二九〇研究所王树忠所长、张善果副所长、黄国龙研究员提供了野外考察便利,在此一并致谢。

参 考 文 献 / References

陈培荣,孔兴功,倪琦生,章邦桐,刘昌实. 1999. 赣南燕山早期双峰式火山的厘定和意义. 地质论评, 45(增刊): 734 ~ 741.

陈培荣,周新民,张文兰,陈卫锋,李惠民,张敏,范春方,孙涛. 2004. 南岭东段燕山早期正长岩—花岗岩杂岩的成因和意义. 中国科学(D辑), 34(6): 493 ~ 503.

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): 359 ~ 366.

郭新生,陈江峰,张巽,汤加富,谢智,周泰禧,刘玉龙. 2001. 桂东南富钾岩浆杂岩的Nd同位素组成: 华南中生代地幔物质上涌事件. 岩石学报, 17(1): 19 ~ 27.

简平,刘敦一,孙晓猛. 2003. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年: 古特提斯洋盆演化的同位素年代学制约. 地质学报, 77(2): 217 ~ 228.

李献华,周汉文,刘颖,李寄岬,陈正宏,于津生,桂训唐. 2000. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: I. 岩石学和同位素地质年代学. 地球化学, 29(6): 513 ~ 520.

李献华,周汉文,刘颖,李寄岬,陈正宏,于津生,桂训唐. 2001. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和Sr-Nd同位素地球化学. 地球化学, 30(1): 57 ~ 65.

李献华,李武显,李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 52(9): 981 ~ 991.

马铁球,邝军,柏道远,王先辉. 2006. 南岭中段诸广山南体燕山早期花岗岩地球化学特征及其形成的构造环境分析. 中国地质, 33(1): 119 ~ 131.

宋彪,张玉海,万渝生,简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊): 26 ~ 30.

孙涛,周新民,陈培荣,李惠民,周红英,王志成,沈渭洲. 2003. 南岭东段中生代强过铝花岗岩成因及其大地构造意义. 中国科学(D辑), 33(12): 1209 ~ 1218.

王岳军,廖超林,范蔚茗,彭头平. 2004. 赣中地区早中生代 OIB 碱性玄武岩的厘定及构造意义. 地球化学, 33: 109 ~ 117.

吴福元,李献华,杨进辉,郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 23(6): 1217 ~ 1238.

许美辉. 1992. 福建永定地区早侏罗世双峰式火山岩及其构造环境. 福建地质, (2): 115 ~ 125.

袁宗信,张宗清. 1992. 南岭花岗岩类岩石 Sm, Nd 同位素特征及岩石成因探讨. 地质论评, 38(1): 1 ~ 15.

张敏. 2006. 粤北产铀岩体的年代学和地球化学及铀成矿机制研究(博士学位论文). 南京: 南京大学地球科学系.

赵振华,包志伟,张伯友. 1998. 湘南中生代玄武岩类地球化学特征. 中国科学(D辑), 28(增刊): 7 ~ 14.

周新民. 2003. 对华南花岗岩研究的若干思考. 高校地质学报, 9(4): 556 ~ 565.

周新民. 2007. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 北京: 科学出版社.

周新民,孙涛,沈渭洲. 2007. 华南中生代花岗岩—火山岩时空格局与成因模式. 见: 周新民. 主编“南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化”. 北京: 科学出版社, 179 ~ 195.

朱捌,邓平,凌洪飞,沈渭洲,谭正中. 2009. 粤北红山岩体的形成时代、地球化学特征及其成因研究. 铀矿地质, 25(6): 321 ~ 329.

Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff A N, Davis D W, Korsch R J, Foudoulis C. 2003a. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb Geochronology. Chemical Geology, 200(1-2): 155 ~ 170.

Black L P, Kamo S L, Williams I S, Aleinikoff A N, Davis D W, Korsch R J, Foudoulis C. 2003b. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology: a critical appraisal of four zircon standards. Chemical Geology, 200(1-2): 171 ~ 188.

Carter A, Roques D, Bristow C, et al. 2001. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia; Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam. Geology, 29: 211 ~ 214.

Chung S L, Cheng H, Jahn B M, O'Reilly S Y, Zhu B Q. 1997. Major and trace element, and Sr-Nd isotope constraints on the origin of Paleogene volcanism in South China prior to the South China Sea opening. Lithos, 40: 203 ~ 220.

Claesson V S, Vetrin T, Bayanova H D. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic. Lithos, 51: 95 ~ 108.

Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. J Geol Sci. London, 149: 171 ~ 184.

Li Xianhua, Chung S L, Zhou Hanwen, et al. 2004. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan—eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for tectonic evolution of SE China. In: Malpas J, Fletcher C J, Aitchison J C, et al, eds. Aspects of the Tectonic Evolution of China. London: Geological Society London Special Publications, 193 ~ 216.

Liegeois J P, Naves J, Hertogen J, Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of Sliding normalization. Lithos, 45: 1 ~ 28.

Ludwig K R. 1999. Isoplot/Ex (Version 2.05): A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Spec. Pub., Berkeley Geochronology Center, 1a, 43.

Maruyama S, Seno T. 1986. Orogeny and relative plate motions:

- example of the Japanese island. *Tectonophysics*, 127: 305 ~ 329.
- Pidgeon RT, Nemchin A A, Hitchen G J. 1998. Internal structures of zircon from Archaean granites from the Darling Range batholith: Implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 132: 288 ~ 299.
- Sue K, David S, William C. 1999. Identifying granite sources by SHRIMP U-Pb zircon geochronology: an application to the Lachlan foldbelt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 137: 323 ~ 341.
- Sylvester PJ. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29 ~ 44.
- Williams I S, Buick A, Cartwright I. 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold Region, central Australia. *J. Metamorphic Geol.*, 14: 29 ~ 47.
- Xu Xisheng S, O'Reilly S Y, Griffin W L, Deng Ping, Zhou Xinmin, Tan Zhengzhong. 2005. Relict Proterozoic basement in the Nanling Mountains (SE China) and its tectonothermal overprinting. *Tectonics*, 24: TC2003, doi:10.1029/2004TC001652.
- Zhou Jincheng, Jiang Shaoyong, Wang Xiaolei, Yang Jinghong, Zhang Mengqun. 2005. Re-Os isochron age of Fankeng basalts from Fujian of SE China and its geological significance. *Geochem J*, 39: 497 ~ 502.

Yanshanian Granite Batholiths of Southern Zhuguang Mountain: SHRIMP Zircon U-Pb Dating and Tectonic Implications

DENG Ping^{1,2)}, REN Jishun¹⁾, LING Hongfei³⁾, SHEN Weizhou³⁾, SUN Liqiang³⁾,
ZHU Ba⁴⁾, TAN Zhengzhong⁴⁾

1) *Geological Institute, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037;*

2) *CGNPC Uranium Resources Co., Ltd. Beijing, 100029;*

3) *State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, School of Earth Sciences and Engineering,
Nanjing University, Nanjing, 210093;*

4) *Research Institute No. 290, CNNC, Shaoguan, Guangdong, 512026*

Abstract: The southern part of the Zhuguang Mountains is a large granitic composite consisting of Caledonian, Indosinian and Yanshanian granites. This paper reports SHRIMP zircon U-Pb dating results for four granites located at the joint area of eastern and western sections of the granitic composite. These four granites, namely Changjiang, Qiling, Chikeng and Chashan, yield ages of 160 ± 2 Ma (MSWD = 1.8), 156 ± 2 Ma (MSWD = 2.5), 154 ± 1 Ma (MSWD = 0.41) and 157 ± 3 Ma (MSWD = 2.7), respectively, which indicates that they are formed during the Early Yanshanian magmatic activity and further verifies that in the Nanling region there was a magmatic activity peak during the period between the Middle and Late Jurassic. The petrological characteristics of these granites and regional geological features support the view that these Early Yanshanian granites were emplaced during the further extension induced by Paleopacific Plate subduction in the vulnerable zone originally generated by the collision between the Indochina Plate and South China Plate in the Indosinian period.

Key words: granite; SHRIMP zircon U-Pb dating; early Yanshanian; Southern Zhuguang Mountains, Nanling region