

福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的成因：锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Nd-Hf 同位素制约*

邱检生 肖娥 胡建 徐夕生 蒋少涌 李真

QIU JianSheng, XIAO E, HU Jian, XU XiSheng, JIANG ShaoYong and LI Zhen

南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210093

State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2008-08-11 收稿, 2008-10-12 改回.

Qiu JS, Xiao E, Hu J, Xu XS, Jiang SY and Li Z. 2008. Petrogenesis of highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province: Constraints from zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Nd-Hf isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 24 (11):2468 – 2484

Abstract Late Mesozoic granites, with genetically being predominantly of I-type and subordinately of A-type, are widespread along the coastal area of Zhejiang and Fujian provinces, SE China. Previous research have focused mainly on A-type granites in this belt, however, the I-type granites were less concerned. In this paper, four I-type plutons (Nanzhen, Dacengshan, Sansha and Dajing) from the northeastern coastal area of Fujian Province were selected as examples for a detailed geochronological and geochemical study in order to elucidate their petrogenesis. LA-ICP-MS U-Pb zircon ages for Nanzhen, Dacengshan, Sansha and Dajing are 96.1 ± 2.7 Ma, 93.1 ± 2.4 Ma, 91.5 ± 1.5 Ma and 93.8 ± 1.8 Ma respectively, indicating that they were all generated in Late Cretaceous. These plutons consist mainly of quartz and perthite, and frequently contain some plagioclase ($< 15\%$) and minor amounts of biotite. No mafic alkaline minerals have been found. Titanite is common in their accessory mineral assemblage and no aluminum oversaturation minerals have been observed. Chemically, these plutons are metaluminous ($A/NKC < 1.0$), and show high contents of silica and alkalis, low abundances of calcium, magnesium and iron, and have high Rb/Sr and low K/Rb ratios. They are also enriched in Cs, Rb, Th, U, Pb, and depleted in Ba, Sr, P, Ti, Eu. Their FeO^*/MgO ratios are relatively low ($= 3.44 \sim 5.04$), and $10^4 \times Ga/Al$ ratios and $Zr + Nb + Ce + Y$ contents are less than that of the low-limit values of the A-type granites. Zircon saturation temperatures of them range from 730 to 779°C which are also lower than that of the typical A-type granites. Integrated geological and geochemical data suggest that the four plutons described in this study are highly fractionated I-type rather than A-type. Nd isotopic compositions of the four plutons are relatively uniform ($\epsilon_{Nd}(t) = -5.49 \sim -4.20$), however, zircon Hf isotopic compositions of them are highly variable with a $\epsilon_{Hf}(t)$ variation range over 10 ϵ_{Hf} units ($= -11.6 \sim 4.5$). Such large variation in zircon Hf isotopic compositions suggests that different source materials have contributed to magma genesis. The granites were most likely generated via a two-stage process including formation of parental magma by mixing of a mantle-derived basaltic magma and a crustal felsic magma in the deep crust and subsequently extensive magmatic differentiation of the parental magmas, rather than originated from partial melting of a mixed crustal protolith with both pre-existing ancient basement crust and juvenile crust formed by underplating of mantle-derived magma.

Key words Highly fractionated I-type granites; Zircon U-Pb dating; Nd-Hf isotopic compositions; Petrogenesis; Coastal area of northeastern Fujian Province

摘要 以福建北东沿海的南镇、大层山、三沙和大京四个岩体为对象,系统研究了它们的年代学和地球化学特征,并据此探讨了岩体的成因。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果表明,南镇、大层山、三沙和大京岩体的成岩年龄分别为 96.1 ± 2.7 Ma、 93.1 ± 2.4 Ma、 91.5 ± 1.5 Ma 和 93.8 ± 1.8 Ma,指示它们均为晚白垩世岩浆活动的产物。这些岩体的组成矿物主要为石英和条纹长石,并含有一定量斜长石 ($< 15\%$),铁镁矿物主要为少量黑云母,未出现碱性铁镁矿物,副矿物组合中普遍出现榍石而未见过饱和矿物。化学组成上表现为高硅、富碱、准铝,贫钙、镁、铁, Rb/Sr 比值高, K/Rb 比值低,富 Cs、Rb、Th、U、Pb, 贫 Ba、Sr、P、Ti、Eu。岩石的 FeO^*/MgO 比值较低 ($= 3.44 \sim 5.04$), $10^4 \times Ga/Al$ 比值和 $Zr + Nb + Ce + Y$ 含量均低于 A 型花岗岩的下

* 本文得到国家创新研究群体科学基金项目(40221301)和国家自然科学基金重点项目(40730313)的联合资助。

第一作者简介: 邱检生,男,1965年11月生,教授,博士生导师,岩石学专业, E-mail: jsqiu@nju.edu.cn

限值,其锆石饱和温度也较低(730~779℃),综合地质地球化学特征指示这些岩体应属高分异的 I 型花岗岩。四个岩体的 Nd 同位素组成较均一($\varepsilon_{Nd}(t) = -4.2 \sim -5.5$),而锆石 Hf 同位素则具较大的变化范围($\varepsilon_{Hf}(t) = -11.6 \sim 4.5$), $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值散布于正值与负值之间,变化幅度可达 10 个 ε_{Hf} 单位以上,指示岩体的形成存在不同来源物质的贡献。岩石的形成极可能经历了壳幔物质在源区混合形成原始岩浆,随后这一壳幔混源岩浆又经高程度分异演化的二阶段成岩过程,而并非起源于幔源岩浆底侵形成的初生地壳与古老基底地壳混合的地壳原岩的部分熔融。

关键词 高分异 I 型花岗岩; 锆石 U-Pb 定年; Nd-Hf 同位素组成; 岩石成因; 福建北东沿海

中图法分类号 P588.121; P597.3

闽浙沿海地区广泛发育晚中生代花岗岩岩浆作用,形成了长约 800km,宽约 60km~80km,沿 NE-NNE 方向延伸的花岗岩带,花岗岩的主要岩石类型为晶洞碱长花岗岩,并发育有数个含碱性铁镁矿物的碱性花岗岩,典型实例首推福州魁岐岩体,使得该花岗岩带成为我国开展 A 型花岗岩研究最早的地区(涂光炽等,1984;王德滋等,1985)。前人对该带花岗岩进行了多方面卓有成效的研究(洪大卫等,1987; Martin *et al.*, 1994;周珣若和吴克隆,1994; Chen *et al.*, 2000; Qiu *et al.*, 2004),但以往的工作多侧重于 A 型花岗岩,而对区内占主导的 I 型花岗岩的研究则开展得较少,且总体而言,该带花岗岩高精度的年代学工作较缺乏。此外,尽管目前已普遍认识到幔源岩浆的底侵对闽浙沿海晚中生代花岗岩的形成具有重要作用,但对幔源物质参与花岗岩成岩过程的方式尚存在分歧,为此,本文以福建东北沿海 4 个岩体(南镇、大层山、三沙和大京)为对象,在对岩体形成年龄和元素-同位素组成系统测定的基础上,确定了它们的成因类型归属,并着重探讨了岩浆的成因与演化。

1 岩体地质与岩相学特征

作为闽浙沿海晚中生代花岗岩带的有机组成部分,福建北东沿海花岗岩在空间展布上较为明显地受到长乐—南澳深断裂的控制(图 1)。单个岩体多呈中、小岩株产出,少数岩体为面积大于 100km² 的岩基,岩体侵入的最新地层为白垩系石帽山群流纹质火山熔岩及火山碎屑岩,或侵入晚白垩世次火山岩中。

本文选择的南镇、大层山、三沙和大京四个岩体紧邻海岸线分布(图 1)。南镇岩体侵入于白垩系石帽山群地层中,出露面积约 30km²。岩体岩性较均一,主要为浅肉红色或灰白色中粒—中细粒碱长花岗岩,相带分异不明显。岩石主要呈中细粒花岗岩结构,主要矿物组成为条纹长石(55% ±) + 石英(33% ±) + 斜长石(10% ±, An = 5 ~ 10) + 黑云母(2% ±),副矿物主要有磁铁矿、锆石、榍石、褐帘石等。其条纹长石多不同程度泥化,分解条纹发育,少数颗粒可见钠长石交代净边,局部与石英呈文象交生。

大层山岩体侵入侏罗—白垩系小溪组火山岩及火山碎屑沉积岩中,出露面积约 16km²。岩性主要为中细粒碱长花岗岩或花岗岩,组成矿物为条纹长石(55% ~ 70%) + 石英(25% ~ 40%) + 斜长石(5% ~ 15%, An = 5 ~ 15),偶见黑云

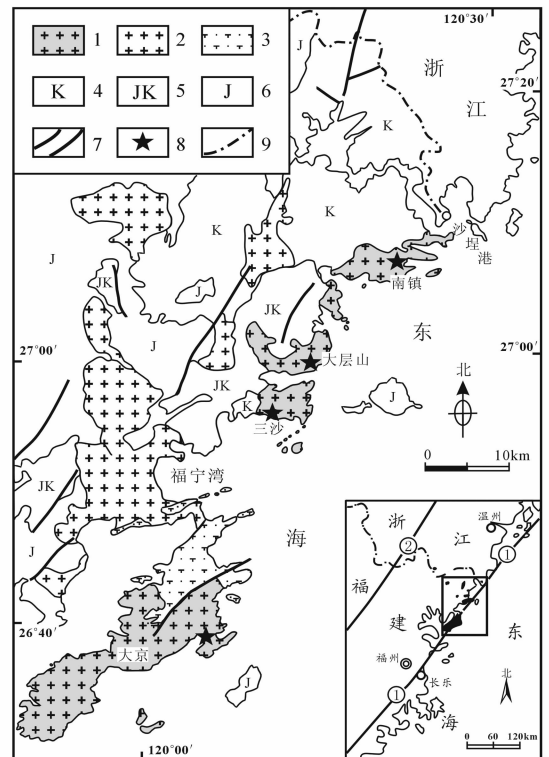


图 1 福建北东沿海晚中生代花岗岩分布略图

1-本文所研究的花岗岩体; 2-其它花岗岩体; 3-正长斑岩; 4-白垩系石帽山群火山岩; 5-侏罗-白垩系小溪组火山岩及火山碎屑沉积岩; 6-侏罗系南园群火山岩; 7-断裂(①长乐-南澳断裂, ②政和-大埔断裂); 8-锆石 U-Pb 定年采样点; 9-省界

Fig. 1 Sketch map showing the distribution of Late Mesozoic granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

1- granite plutons studied in this paper; 2- the other granite plutons beyond this study; 3- syenite porphyry; 4- Cretaceous volcanic rocks of Shimaoshan Group; 5- Jurassic-Cretaceous volcanic rocks and pyroclastic sedimentary rocks of Xiaoxi Formation; 6- Jurassic volcanic rocks of Nanyuan Group; 7- fault (①Changle-Nan'ao fault, ②Zhenghe-Dapu fault); 8- sampling localities for zircon U-Pb dating; 9- provincial boundaries

母(<1%),副矿物主要为磁铁矿,此外尚有锆石、榍石和磷灰石等,岩石局部发育微文象结构,并可见晶洞构造。

三沙岩体侵入于侏罗—白垩系小溪组及白垩系石帽山

群地层中,其东、南及北面为海水环抱,西部与围岩呈陡倾接触,边缘相带很窄或缺失,出露总面积约 20km²,主要岩性为中粒碱长花岗岩或花岗岩。岩石主要呈中粒花岗结构,偶见微文象结构,晶洞构造多见于岩体西侧边缘部位,组成矿物主要为条纹长石(50%~65%)+石英(25%~35%)+斜长石(5%~15%,An=25~35)+黑云母(2%~3%),副矿物除磁铁矿外,尚出现较多的榍石,此外还含有锆石和褐帘石等。

大京岩体南部没于海水中,北部与白垩纪火山岩——正长斑岩呈断层接触,为一规模较大的岩基状侵入体,地表出露总面积约 150km²。主体岩性为中细粒碱长花岗岩,中心部位可出现二长花岗岩或花岗岩,岩体晶洞构造较发育。中细粒碱长花岗岩呈似斑状结构,基质发育微文象结构,组成矿物主要为条纹长石(60%~75%)+石英(30%~35%)+斜长石(5%~10%,An=25~32)及少量黑云母,副矿物主要为钛铁氧化物、锆石、榍石和独居石等。

图 2 为所研究岩体典型样品的岩相学照片,总体而言,这些岩体岩相学上的共同特征是组成矿物以石英和碱性长石为主,并含有一定量斜长石,铁镁矿物主要为少量黑云母,未出现碱性铁镁矿物,副矿物组合中普遍出现榍石而未见富铝矿物。各岩体均可见微文象结构和晶洞构造,但发育程度不及区内典型 A 型花岗岩。

2 样品与分析方法

锆石 U-Pb 同位素定年及 Lu-Hf 同位素组成测定分别选取所研究 4 个岩体的典型样品进行,采样位置示于图 1,经纬度坐标列于表 1。全岩样品经破碎、淘洗和磁选后分离出锆石精样,然后在双目镜下手工选纯,再将这些锆石排放在双面胶上,置于圆环模具中,注入环氧树脂,待固结后,对环氧树脂表面进行抛光至锆石表面暴露。

锆石样品定年前先进行阴极发光(CL)内部结构照相,以作为分析时选点的依据。锆石样品的阴极发光照相、U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素组成测定均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。CL 照相采用安装有 Mono CL3 + 型(Gatan, U. S. A.) 阴极荧光探头的扫描电镜(Quanta 400 FEG)进行,锆石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素组成分析采用的激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200M,其激光发生器为 Lambda Physik 公司的 ComPex102 准分子激光器(193nm ArF Excimer),采用 He 作为剥蚀物质的载气。U-Pb 年龄测定使用的等离子体质谱为 Agilent 公司新型号 7500a ICP-MS,激光束斑直径为 30 μ m,采用国际标准锆石 91500 作外标进行同位素质量分馏校正,样品的同位素比值及元素含量计算采用 Glitter(ver. 4.0)软件,并运用 Andersen(2002)介绍的方法对 Pb 同位素组成进行普通 Pb 校正,年龄及谐和图绘制采用 Isoplot(ver2.49, Ludwig, 2001)程序。

锆石 Lu-Hf 同位素分析是在 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年的基础上,参照锆石阴极发光(CL)图像,选择在原年龄分析

位置或附近进行,所用仪器为英国 Nu Instruments 公司生产的 Nu Plasma HR 多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS),激光束斑直径为 44 μ m,剥蚀频率为 10Hz,用¹⁷⁶Lu/¹⁷⁵Lu = 0.02669 和¹⁷⁶Yb/¹⁷²Yb = 0.5886 进行同量异位干扰校正计算测定样品的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 和¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值,本次实验获得的 91500、GJ-1 和 MON-1 外部标样的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值分别为 0.282309 \pm 0.000024(n=24, 2 σ)、0.282022 \pm 0.000022(n=21, 2 σ)和 0.282738 \pm 0.000012(n=34, 2 σ),详细分析方法见 Yuan *et al.* (2008)。

全岩地球化学分析样品先经岩相学观察和鉴定,以选出新鲜样品,然后细碎至 200 目以上。主量元素在南京大学现代分析中心用 XRF 方法测定,使用的仪器为瑞士生产的 ARL9800XP + 型 X 荧光仪,相对标准样品的偏差,高含量氧化物小于 2%,低含量氧化物小于 10%。微量元素(包括稀土元素)在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室用 ICP-MS 方法分析,使用的仪器为德国生产的高分辨率电感耦合等离子体质谱仪(Finnigan Element II HR-ICP-MS)。对 USGS 国际标准样品(BHVO-2)的测定结果表明,样品测定值和推荐值的相对误差均小于 10%,且绝大多数值在 5% 以内,详细的样品制备、分析流程及对国际标准样品的测试结果见高剑峰等(2003)。Sm-Nd 同位素组成在南京大学现代分析中心用 VG-354 同位素质谱仪测定,详细的分析方法见王银喜等(1988),在本文样品分析过程中,该仪器测定的美国 La Jolla 标样的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511834 \pm 0.000006(2 σ),Nd 同位素比值采用¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 进行质量分馏校正,实验室全流程本底为 5 \times 10⁻¹¹ g ~ 7 \times 10⁻¹¹ g。

3 锆石 U-Pb 年代学

表 1 列出了所研究的四个岩体的锆石 U-Pb 定年结果,代表性被测锆石颗粒的阴极发光(CL)图像及测定点位和相应的²⁰⁶Pb/²³⁸U 视年龄示于图 3,图 4 为年龄谐和图。

南镇岩体被测锆石呈浅黄色,透明一半透明,晶体自形性良好,多呈长柱状,长径约 200 μ m ~ 300 μ m。本次对该岩体共测定了 17 个锆石点的年龄,所测锆石点的 Th/U 比值变化于 0.70 ~ 2.26(表 1),具有典型岩浆锆石的高 Th/U 比值特征(Wu and Zheng, 2004),并且这些锆石颗粒的阴极发光图像均显示出较清晰的震荡环带结构(图 3a),表明被测锆石为典型的岩浆结晶锆石,且没有发生显著的 Pb 丢失(Connelly, 2000)。由于²³⁵U 和²³⁸U 的半衰期及其丰度存在差异,导致在放射性成因组积分积累较少的年轻锆石中,放射性成因²⁰⁷Pb 的丰度比放射性成因²⁰⁶Pb 的丰度约低一个数量级,因而对年轻锆石来说,²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄比²⁰⁷Pb/²³⁵U 和²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄精度更高(Compston *et al.*, 1992)。本次测定的 17 个锆石数据点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄变化于 88 ~ 105Ma 之间,由此计算的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄统计权重平均值为 96.1 \pm 2.7Ma(MSWD = 4.2, 2 σ , 图 4a),可以代表岩体的结晶年龄。

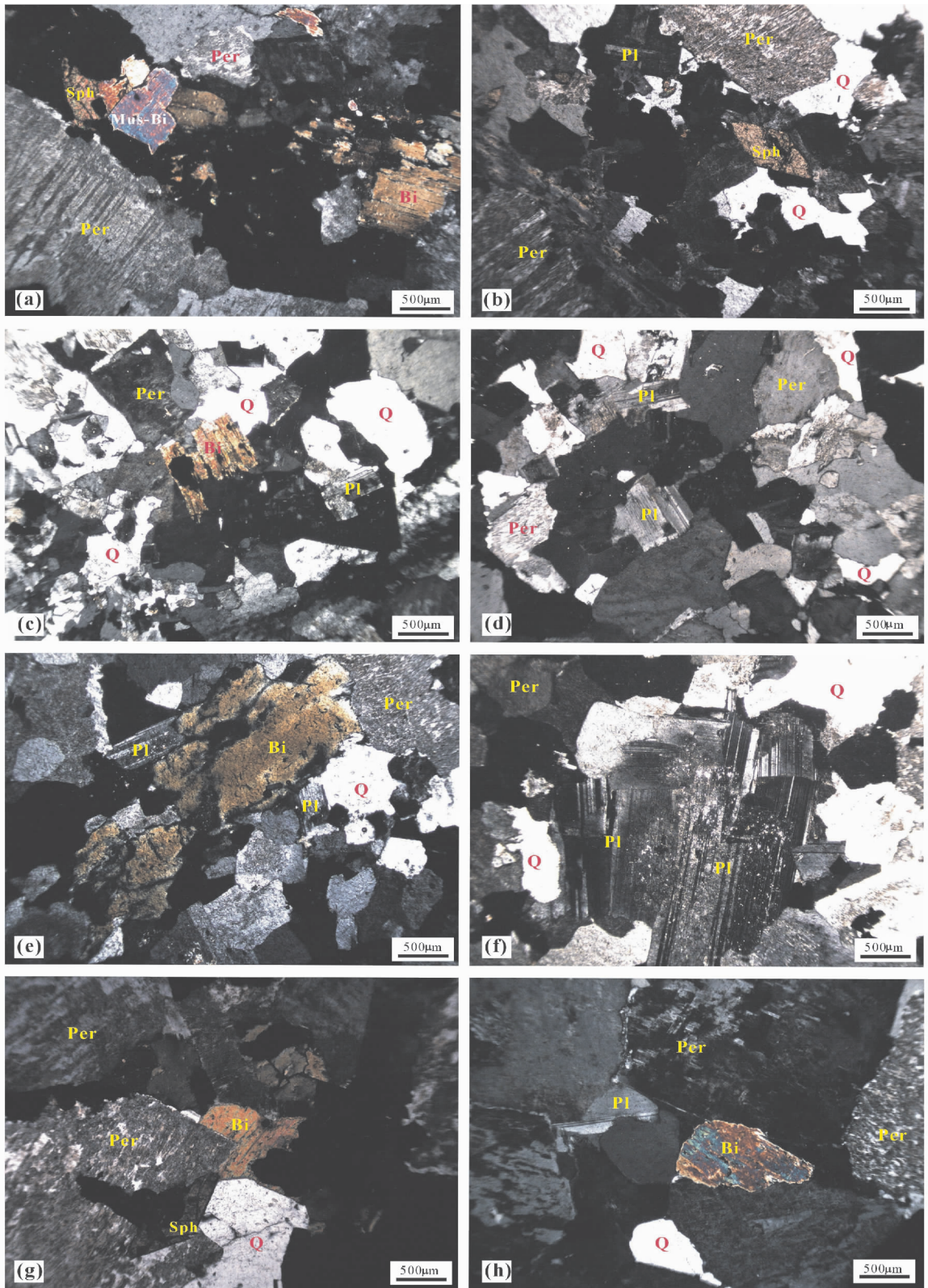


图2 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩典型样品的岩相学显微照片

(a)-(b)-大层山岩体；(c)-(d)-大京岩体；(e)-(f)-南镇岩体；(g)-(h)-三沙岩体。所有照片均为正交偏光下拍摄。Q-石英；Per-条纹长石；Pl-斜长石；Bi-黑云母；Mus-Bi-白云母化黑云母；Sph-榍石

Fig.2 Representative photomicrographs of the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province (a)-(b)-Dacengshan pluton; (c)-(d)-Dajing pluton; (e)-(f)-Nanzhen pluton; (g)-(h)-Sansha pluton. All microphotos are taken under crossed nicols. Q-quartz; Per-perthite; Pl-plagioclase; Bi-biotite; Mus-Bi-biotite with muscovite; Sph-sphene

表1 福建北东沿海高分异I型花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

测定点号	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)			
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
		比值	$\pm 1\sigma$	比值	$\pm 1\sigma$	比值	$\pm 1\sigma$	年龄	$\pm 1\sigma$	年龄	$\pm 1\sigma$
南镇岩体(样品点经纬度坐标: N27°07'03.6", E120°22'25.6")											
NZ-1	1.59	0.06153	0.00366	0.12841	0.00425	0.01514	0.00038	123	4	97	2
NZ-2	1.02	0.04874	0.00275	0.1022	0.00279	0.01521	0.00038	99	3	97	2
NZ-3	0.87	0.04814	0.00276	0.10874	0.00316	0.01638	0.00041	105	3	105	3
NZ-4	2.15	0.06856	0.0063	0.13066	0.00988	0.01382	0.00042	125	9	88	3
NZ-5	1.38	0.05212	0.0041	0.11308	0.00683	0.01573	0.00043	109	6	101	3
NZ-6	1.74	0.06699	0.00412	0.14461	0.00526	0.01565	0.00039	137	5	100	2
NZ-7	0.92	0.07811	0.01308	0.1389	0.02267	0.0129	0.00048	132	20	83	3
NZ-8	1.15	0.04939	0.00313	0.10076	0.00397	0.01479	0.00038	97	4	95	2
NZ-9	0.70	0.05571	0.00413	0.12091	0.00659	0.01574	0.00042	116	6	101	3
NZ-10	1.14	0.04951	0.00628	0.09338	0.01149	0.01368	0.00041	91	11	88	3
NZ-11	1.56	0.05015	0.00358	0.1061	0.0054	0.01534	0.0004	102	5	98	3
NZ-12	2.26	0.05681	0.00363	0.11395	0.00458	0.01455	0.00037	110	4	93	2
NZ-13	1.22	0.04956	0.00406	0.10478	0.00676	0.01533	0.00042	101	6	98	3
NZ-14	0.99	0.05911	0.01678	0.11143	0.03124	0.01367	0.0006	107	29	88	4
NZ-15	1.20	0.05691	0.00686	0.12797	0.01494	0.01631	0.00049	122	13	104	3
NZ-16	1.14	0.05757	0.00903	0.11696	0.01794	0.01473	0.00048	112	16	94	3
NZ-17	1.02	0.04817	0.00284	0.10057	0.00321	0.01514	0.00038	97	3	97	2
大层山岩体(样品点经纬度坐标: N27°00'30.4", E120°14'22.5")											
DCS-1	2.15	0.04993	0.00436	0.10442	0.00755	0.01515	0.00041	101	7	97	3
DCS-2	2.53	0.0782	0.0049	0.15745	0.00634	0.01459	0.00037	148	6	93	2
DCS-3	1.51	0.0587	0.00838	0.10548	0.01471	0.01303	0.0004	102	14	83	3
DCS-4	1.91	0.05361	0.00765	0.10582	0.01397	0.01431	0.00052	102	13	92	3
DCS-5	1.66	0.06594	0.00362	0.14321	0.00387	0.01575	0.00039	136	3	101	2
DCS-6	1.51	0.05889	0.00809	0.11535	0.01544	0.0142	0.00043	111	14	91	3
DCS-7	2.10	0.05641	0.00431	0.1203	0.00711	0.01547	0.0004	115	6	99	3
DCS-8	3.74	0.05734	0.00314	0.12097	0.00319	0.0153	0.00038	116	3	98	2
DCS-9	1.58	0.04734	0.00498	0.10137	0.01031	0.01553	0.00042	98	10	99	3
DCS-10	2.30	0.06335	0.00974	0.12744	0.01916	0.01459	0.00047	122	17	93	3
DCS-11	2.54	0.04823	0.00476	0.10096	0.00864	0.01519	0.00041	98	8	97	3
DCS-12	2.51	0.05916	0.00399	0.11733	0.00547	0.01439	0.00037	113	5	92	2
DCS-13	1.63	0.0551	0.00327	0.1042	0.00355	0.01372	0.00035	101	3	88	2
DCS-14	1.74	0.04869	0.003	0.09586	0.00364	0.01428	0.00037	93	3	91	2
DCS-15	2.84	0.07011	0.00416	0.137	0.00461	0.01418	0.00036	130	4	91	2
DCS-16	2.83	0.06949	0.00493	0.15415	0.00786	0.01609	0.00043	146	7	103	3
DCS-17	1.22	0.04605	0.00504	0.084	0.00888	0.01323	0.00037	82	8	85	2
DCS-18	2.62	0.04998	0.00278	0.09929	0.00265	0.01441	0.00036	96	2	92	2
DCS-19	1.86	0.04605	0.00487	0.09368	0.00958	0.01476	0.00040	91	9	94	3
三沙岩体(样品点经纬度坐标: N26°55'38.8", E120°11'03.2")											
SAN-1	4.33	0.05019	0.00355	0.09779	0.00488	0.01413	0.00036	95	5	90	2
SAN-2	2.42	0.05918	0.01011	0.12040	0.02020	0.01475	0.00048	115	18	94	3
SAN-3	2.26	0.06669	0.01189	0.12231	0.02138	0.01330	0.00046	117	19	85	3
SAN-4	2.81	0.05855	0.00398	0.11385	0.00524	0.01410	0.00036	109	5	90	2
SAN-5	2.26	0.06368	0.00362	0.13195	0.00369	0.01503	0.00037	126	3	96	2
SAN-6	2.30	0.0579	0.0084	0.11288	0.01601	0.01414	0.00043	109	15	91	3
SAN-7	1.99	0.06218	0.0043	0.12494	0.00601	0.01457	0.00037	120	5	93	2
SAN-8	2.16	0.06314	0.00994	0.12107	0.01864	0.01391	0.00045	116	17	89	3
SAN-9	1.84	0.0485	0.00355	0.10176	0.00545	0.01522	0.0004	98	5	97	3

续表 1

Continued Table 1

测定点号	Th/U	同位素比值						年龄 (Ma)			
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
		比值	$\pm 1\sigma$	比值	$\pm 1\sigma$	比值	$\pm 1\sigma$	年龄	$\pm 1\sigma$	年龄	$\pm 1\sigma$
SAN-10	1.78	0.05162	0.00654	0.10295	0.01268	0.01446	0.00042	99	12	93	3
SAN-11	2.04	0.04762	0.00579	0.09364	0.01108	0.01426	0.0004	91	10	91	3
SAN-12	1.30	0.04879	0.00502	0.09452	0.00937	0.01405	0.00039	92	9	90	2
SAN-13	1.49	0.05707	0.0069	0.11266	0.01321	0.01432	0.00042	108	12	92	3
SAN-14	1.86	0.05752	0.00887	0.11099	0.01675	0.01399	0.00044	107	15	90	3
SAN-15	1.67	0.05415	0.00352	0.10577	0.00446	0.01416	0.00037	102	4	91	2
大京岩体 (样品点经纬度坐标: N26°38'07.4", E120°06'30.9")											
DJ-1	0.28	0.04832	0.00422	0.09842	0.00826	0.01477	0.00034	95	8	95	2
DJ-2	0.10	0.04929	0.0026	0.10015	0.00484	0.01473	0.00028	97	4	94	2
DJ-3	0.42	0.04605	0.00248	0.08876	0.00436	0.01398	0.00031	86	4	90	2
DJ-4	0.41	0.04932	0.00294	0.10282	0.00571	0.01511	0.0003	99	5	97	2
DJ-5	0.25	0.04778	0.00185	0.09739	0.00323	0.01478	0.00026	94	3	95	2
DJ-6	0.48	0.04855	0.00612	0.09794	0.01201	0.01463	0.00041	95	11	94	3
DJ-7	0.28	0.05173	0.01009	0.1017	0.01956	0.01426	0.00047	98	18	91	3
DJ-8	0.10	0.04824	0.00543	0.09522	0.01036	0.01431	0.0004	92	10	92	3
DJ-9	0.34	0.05018	0.0017	0.10214	0.0028	0.01476	0.00025	99	3	94	2
DJ-10	0.49	0.05017	0.004	0.10184	0.00775	0.01472	0.00032	98	7	94	2
DJ-11	0.37	0.04605	0.00275	0.08593	0.00464	0.01353	0.00034	84	4	87	2
DJ-12	0.36	0.04962	0.00515	0.10181	0.01016	0.01488	0.0004	98	9	95	3
DJ-13	0.09	0.05056	0.00432	0.10722	0.00875	0.01538	0.00036	103	8	98	2
DJ-14	0.28	0.0485	0.00245	0.10084	0.00462	0.01508	0.00028	98	4	96	2



图 3 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩被测锆石阴极发光图像、LA-ICP-MS 分析点及 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 视年龄

Fig. 3 CL images, localities of the points for LA-ICP-MS measurements and the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apparent ages of zircons from the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

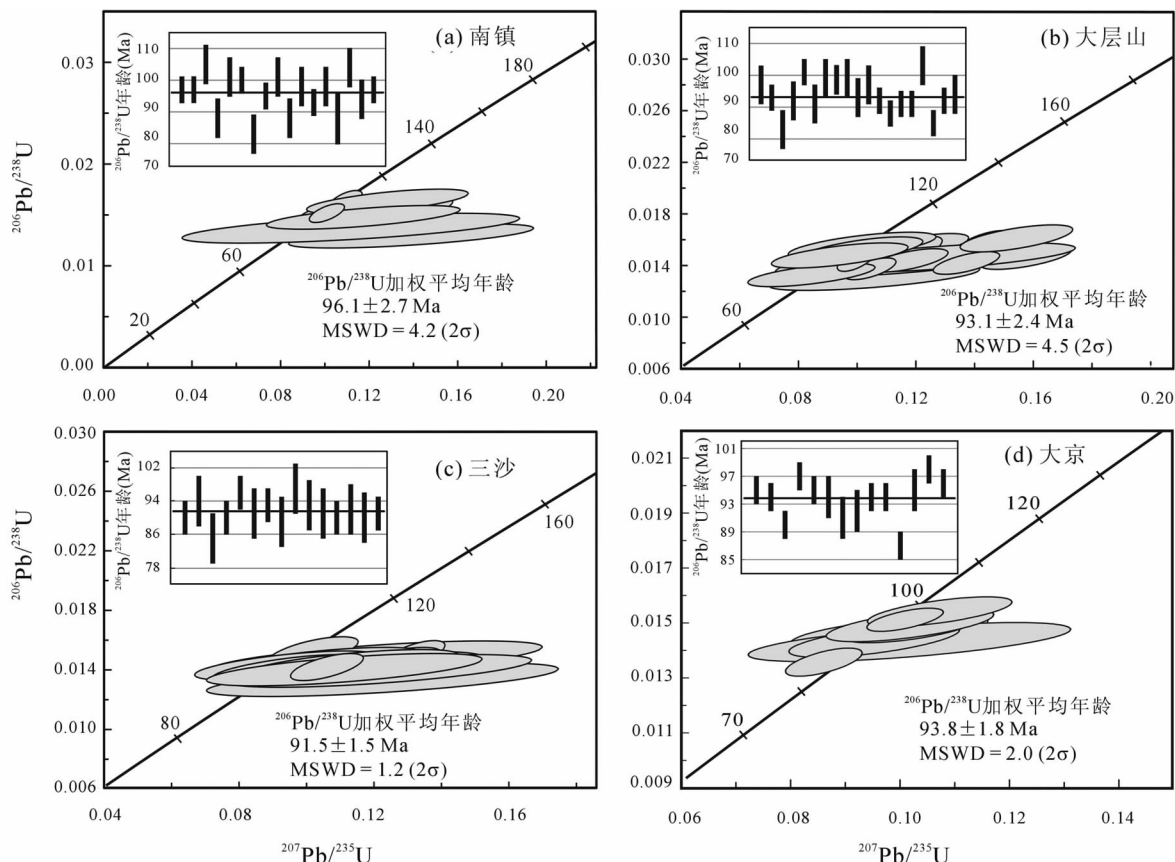


图4 福建北东沿海高分异I型花岗岩锆石U-Pb谐和图

Fig.4 U-Pb concordia diagrams of zircons from the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

大层山岩体被测锆石多呈浅黄色,透明一半透明,柱状或长柱状,晶体自形性良好,颗粒较大,长径约 $100\mu\text{m}$ ~ $200\mu\text{m}$,长宽比大者可达4:1。本次共测定了19个锆石点的年龄,所测锆石点均具有较高的Th、U含量,Th/U比值变化于1.22~3.74之间(表1),CL图像同样显示出较清晰的岩浆震荡环带结构(图3b)。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上,样品点不同程度沿水平方向偏离谐和线(图4b),这一分布形式在相对年轻的锆石中比较常见,主要原因是由于年轻锆石中 ^{207}Pb 丰度较低而难以测准,另一方面也可能与锆石中存在微量普通铅有关。由于年轻锆石定年主要采用精度较高的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,这一沿水平方向的漂移不会对定年结果产生显著影响(Yuan *et al.*, 2003)。本次所测定的19个锆石点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于83~103Ma之间,由这19个锆石点数据计算的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄统计权重平均值为 $93.1 \pm 2.4\text{Ma}$ ($\text{MSWD} = 4.5, 2\sigma$),结果精确度较高,可以准确反映岩体的成岩年龄。

三沙岩体被测锆石呈浅棕黄色,少数为棕褐色,透明一半透明,柱状或短柱状,长径约 $100\mu\text{m}$ ~ $150\mu\text{m}$,长宽比较一般均小于2:1。本次对该岩体共测定了15个锆石点的U-Pb年龄,其Th/U比值变化于1.30~4.33,CL图像也呈现清晰

表2 福建北东沿海高分异I型花岗岩化学组成及主要地球化学参数

Table 2 Chemical compositions and main geochemical parameters of the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

样号	NZ-1 (1)	NZ-2 (1)	DCS-1 (4)	DCS-2 (2)	SAN-1 (2)	SAN-2 (1)	DJ-1 (1)	DJ-2 (1)
主量元素 (wt%)								
SiO ₂	76.24	77.17	75.67	76.06	75.95	76.87	75.26	77.03
TiO ₂	0.13	0.11	0.16	0.14	0.13	0.12	0.16	0.11
Al ₂ O ₃	12.75	12.17	12.92	12.63	12.80	12.34	13.04	12.50
Fe ₂ O ₃	0.85	0.79	1.02	1.03	0.90	0.84	1.11	0.73
MnO	0.06	0.02	0.08	0.07	0.07	0.06	0.08	0.07
MgO	0.22	0.17	0.20	0.21	0.17	0.15	0.29	0.18
CaO	0.51	0.32	0.43	0.39	0.38	0.29	0.67	0.42
Na ₂ O	4.18	4.09	4.45	4.33	4.39	4.33	4.41	4.07
K ₂ O	4.58	4.57	4.74	4.76	4.79	4.56	4.47	4.61
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.07	0.05
烧失	0.47	0.38	0.49	0.43	0.28	0.47	0.37	0.43
总量	100.2	99.9	100.3	100.2	100.0	100.1	100.0	100.2
ALK	8.76	8.66	9.19	9.09	9.18	8.89	8.88	8.68
K/Na	1.10	1.12	1.07	1.10	1.09	1.05	1.01	1.13
AKI	0.93	0.96	0.96	0.97	0.97	0.98	0.93	0.94

续表 2
Continued Table 2

样号	NZ-1 (1)	NZ-2 (1)	DCS-1 (4)	DCS-2 (2)	SAN-1 (2)	SAN-2 (1)	DJ-1 (1)	DJ-2 (1)
A/NKC	1.00	0.99	0.98	0.97	0.98	0.98	0.98	1.00
A. R	4.41	4.80	5.00	4.97	4.99	5.36	4.61	4.41
FeO*/ MgO	3.48	4.18	4.59	4.41	4.76	5.04	3.44	3.65
D. I.	96.0	97.2	96.6	96.9	97.1	97.6	95.0	96.6
微量元素 ($\times 10^{-6}$)								
Cs	2.40	2.29	2.68	2.01	2.43	1.52	2.48	2.45
Rb	207	184	167	165	164	153	165	212
Sr	39.37	26.27	22.05	13.39	8.80	4.74	64.00	19.41
Ba	143.5	108.2	85.0	53.8	30.5	13.4	415.6	67.0
U	6.70	4.49	4.45	3.16	3.01	3.37	3.39	4.12
Th	27.36	24.43	18.02	15.51	12.24	10.34	14.87	24.84
Pb	38.44	22.02	22.65	20.36	20.73	17.58	21.74	28.61
Nb	16.17	17.45	18.13	18.08	15.52	13.33	13.94	15.66
Ta	1.43	1.53	1.18	1.20	1.11	0.94	1.01	1.08
Zr	106	103	154	133	124	90	105	80
Hf	4.73	4.92	5.80	5.49	5.22	3.70	4.09	3.93
Ga	11.20	14.95	16.47	13.52	12.12	10.21	12.74	11.71
Y	12.74	21.24	24.14	15.50	14.69	9.46	17.40	7.46
Sc	0.87	1.89	2.40	1.68	0.97	0.38	1.35	1.17
V	5.14	1.89	4.69	3.57	2.79	2.03	6.88	3.48
Co	1.00	0.19	0.41	0.37	0.27	0.09	0.78	0.28
K/Rb	183	206	236	240	243	247	225	180
Rb/Sr	5.27	7.02	7.56	12.31	18.61	32.34	2.57	10.93
$10^4 \times$ Ga/Al	1.66	2.32	2.41	2.02	1.79	1.56	1.85	1.77
稀土元素 ($\times 10^{-6}$)								
La	23.05	19.29	33.76	27.36	25.00	15.40	27.32	24.45
Ce	45.54	38.68	68.51	59.15	57.52	46.13	57.15	41.07
Pr	4.07	4.04	6.81	5.29	4.71	3.22	5.51	3.54
Nd	13.03	13.52	22.60	16.90	15.17	10.37	19.49	9.99
Sm	2.12	3.12	3.73	2.66	2.84	1.91	3.66	1.29
Eu	0.22	0.17	0.28	0.20	0.18	0.13	0.48	0.14
Gd	1.89	2.99	3.70	2.49	2.54	1.90	3.29	1.11
Tb	0.30	0.54	0.61	0.42	0.43	0.30	0.50	0.16
Dy	1.89	3.63	4.06	2.61	2.56	1.99	2.99	1.01
Ho	0.41	0.79	0.84	0.55	0.54	0.39	0.61	0.22
Er	1.48	2.77	2.63	1.70	1.69	1.20	2.00	0.85
Tm	0.25	0.45	0.46	0.30	0.25	0.17	0.29	0.16
Yb	1.81	3.05	2.96	1.92	1.64	0.97	2.07	1.27
Lu	0.27	0.48	0.47	0.32	0.26	0.14	0.30	0.21
Σ REE	96.33	93.52	151.42	121.87	115.33	84.22	125.66	85.47
LREE/ HREE	10.61	5.36	8.63	10.82	10.64	10.93	9.43	16.13
(La/Yb) _N	8.59	4.26	7.69	9.61	10.28	10.70	8.90	12.98
(La/Sm) _N	6.84	3.89	5.69	6.47	5.54	5.07	4.70	11.92
(Gd/Yb) _N	0.84	0.79	1.01	1.05	1.25	1.58	1.28	0.71
δ Eu	0.34	0.17	0.23	0.24	0.20	0.21	0.42	0.36
T_{Zr} ($^{\circ}$ C)	751	750	779	767	761	737	747	730

Fe₂O₃^T为全铁。ALK = K₂O + Na₂O; K/Na = K₂O/Na₂O; AKI = n(Na₂O + K₂O)/n(Al₂O₃); A/NKC = n(Al₂O₃)/n(Na₂O + K₂O + CaO); A. R-碱度率指数; D. I.-分异指数。T_{Zr}为据 Watson and Harrison (1983)方法计算的锆石饱和温度。

的岩浆振荡环带结构(图 3c)。其²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄介于 85 ~ 97Ma 之间,峰值集中在 90 ~ 94Ma,由这 15 个锆石点数据计算的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄统计权重平均值为 91.5 ± 1.5Ma (MSWD = 1.2, 2 σ , 图 4c),代表岩体的形成年龄。

大京岩体被测锆石呈浅黄色,透明一半透明,大多数颗粒均呈自形性良好的长柱状,长径约 100 μ m ~ 300 μ m,长宽比一般均大于 2.5 : 1,锆石 CL 图像具清晰的岩浆振荡环带结构(图 3d)。本次对该岩体共测定了 14 个锆石点的年龄,在²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U 谐和图上,除个别数据点(DJ-7)谐和度较低而略偏离谐和线之外,其余测定点均投影在谐和线上或谐和线附近(图 4d),谐和度均在 95% 以上,指示被测锆石未遭受明显的后期热事件的影响。14 个锆石点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄变化于 87 ~ 98Ma 之间,变化幅度较小,由这 14 个锆石点数据计算的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄统计权重平均值为 93.8 ± 1.8Ma (MSWD = 2.0, 2 σ),这一年龄可以代表岩体的结晶年龄。

综上所述,所研究 4 个岩体的年龄相近,均介于 90 ~ 100Ma 之间,表明它们均为晚白垩世岩浆活动的产物。

4 元素地球化学

表 2 列出了所研究的 4 个岩体的主量、微量和稀土元素测定结果及经计算所得的有关参数。

由表中数据可看出,这些岩体在主量元素组成上具有以下共同特征:(1)富硅,SiO₂含量均在 75% 以上,分异指数均大于 95,反映岩体经历了高程度的分异演化作用。在 Q-Ab-Or 三角图解中,均投影在低共熔花岗岩(subsolvus granite)区(图 5)。(2)准铝,A/NKC 值均小于 1.0,CIPW 标准矿物中不出现刚玉分子,与 S 型花岗岩强烈富铝(A/NKC > 1.1,CIPW 标准矿物中刚玉分子含量 > 1%,Chappell and White, 1974)的特点明显有别。(3)碱含量较高,K₂O + Na₂O = 8.68% ~ 9.19%,且相对富钾,K₂O/Na₂O = 1.01 ~ 1.13。岩石的碱铝指数(AKI 值)介于 0.93 ~ 0.98,碱度率指数(A. R 值)变化于 4.41 ~ 5.36,在 A/NKC-A/NK 关系图上,样品点均投影在亚碱准铝区(图 6a),在 SiO₂-A. R 关系图上,样品点投影在碱性区(图 6b)。按洪大卫等(1987)建议的碱性、偏碱性和钙碱性花岗岩 AKI 值分界线(> 1.0, 0.9 ~ 1.0 和 < 0.9),这些岩体可归属为偏碱性花岗岩。(4)铁、镁、钙、钛、磷的含量均低,这一成分特点同样指示岩石经历了高程度的分异演化作用。

微量元素组成上,各岩体不同程度富 Cs、Rb、Th、U、Pb,贫 Ba、Sr、P、Ti,高场强元素 Nb、Ta 的含量偏低(表 2,图 7)。Rb/Sr 比值变化于 2.57 ~ 32.34,K/Rb 比值介于 180 ~ 247,亲铁元素(V、Co)的含量低,也指示岩体分异演化程度高。各岩体稀土元素组成特征总体表现为稀土总量较低, Σ REE = 84.22 × 10⁻⁶ ~ 151.42 × 10⁻⁶;富轻稀土,LREE/HREE = 5.36 ~ 16.13,(La/Yb)_N = 4.26 ~ 12.98,其中轻稀土的分馏

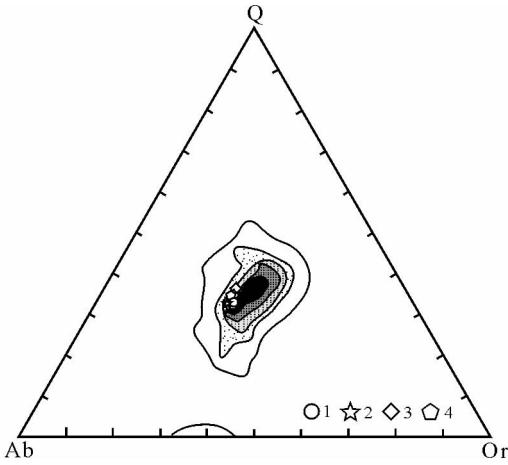


图5 福建北东沿海高分异I型花岗岩 Q-Ab-Or 三角图, 指示所研究岩体均为低共熔花岗岩(底图据 Tuttle and Bowen, 1958)

图中等值线为 571 个花岗岩样品投影结果, 自外向内数值依次为 1%、2%、3%、4%、5% 和 6%~7%。
1-大层山; 2-大京; 3-南镇; 4-三沙

Fig. 5 Q-Ab-Or triangle diagram of highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province, indicating that all the studied plutons are of subsolvus granites (after Tuttle and Bowen, 1958)

The isolines shown in the diagram are plotted according 571 granite samples, and the values are 1%, 2%, 3%, 4%, 5% and 6%~7% inward respectively. 1-Dacengshan; 2-Dajing; 3-Nanzhen; 4-Sansha

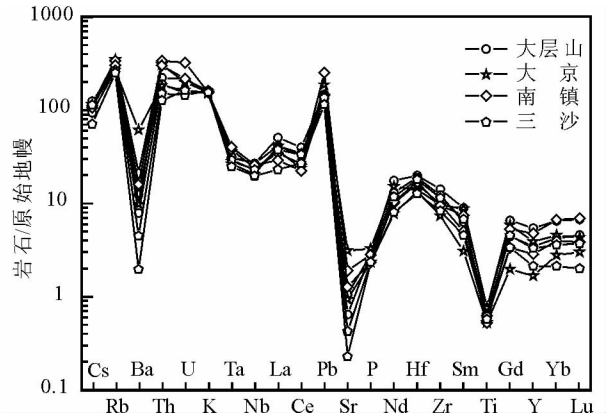


图7 福建北东沿海高分异I型花岗岩微量元素原始地幔标准化蛛网图

原始地幔标准化值据 McDonough and Sun (1995)

Fig. 7 Primitive mantle-normalized spidergrams for trace elements of the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

The primitive mantle normalization values are from McDonough and Sun (1995)

尤为明显, $(La/Sm)_N$ 比值变化于 3.89 ~ 11.92, 而重稀土的分馏则相对不显著, $(Gd/Yb)_N$ 比值仅为 0.71 ~ 1.58, 岩石的稀土元素球粒陨石标准化配分型式呈明显的右倾斜形(图8), 并显示较明显的铕负异常 ($\delta Eu = 0.17 \sim 0.42$)。上述微量和稀土元素特征相似于我国东北地区的高分异I型花岗岩(Wu *et al.*, 2003a)。

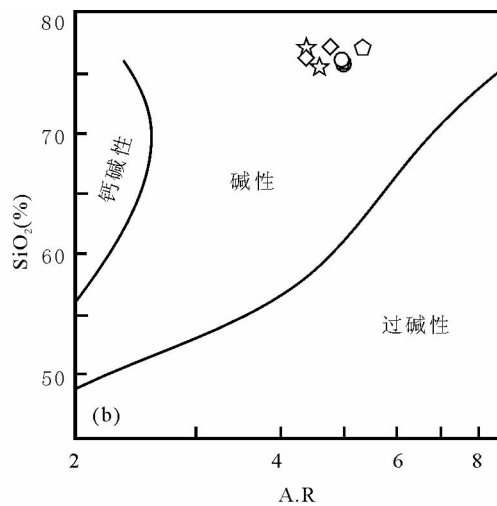
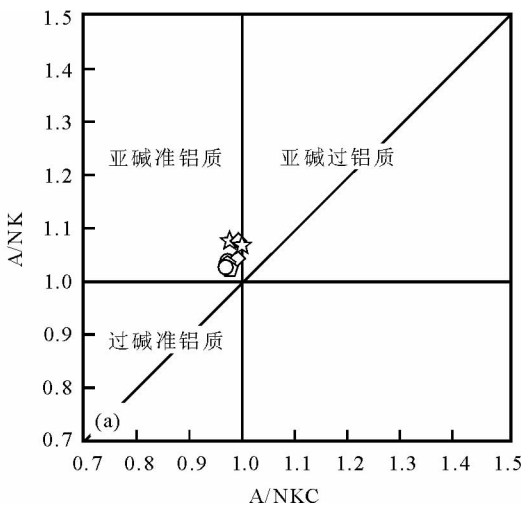


图6 福建北东沿海高分异I型花岗岩 A/NKC-A/NK (a) 及 SiO₂-A.R (b) 关系图

底图(a)据 Maniar and Piccolli (1989); 底图(b)据 Wright (1969)。图例同图5

Fig. 6 A/NKC -A/NK (a) and SiO₂-A.R (b) diagrams of the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

The base map is after Maniar and Piccolli (1989) for figure (a), and from Wright (1969) for figure (b). Symbols are the same as those in Fig. 5

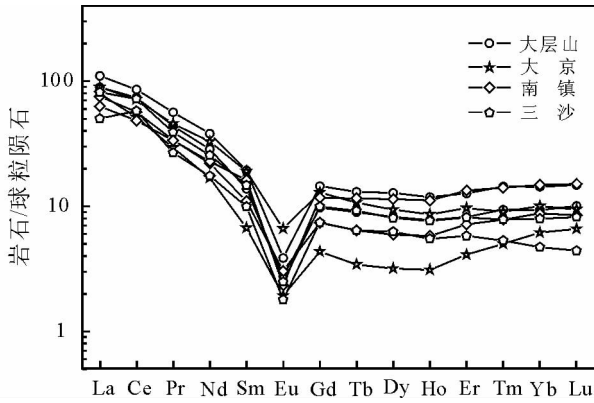


图 8 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式

球粒陨石标准化值据 Boynton (1984)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE distribution patterns of the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

The chondrite normalization values are from Boynton (1984)

5 Nd-Hf 同位素组成

由于 Sm、Nd 的地球化学性质很相似，岩浆的分异演化对花岗质岩石的 Sm/Nd 比值影响十分有限，不可能由于分离结晶而使所形成岩石的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值发生可感知的变化 (DePaolo, 1988)，因而 Nd 同位素组成被广泛用于高分异演化花岗岩的源区判别。Hf 同位素示踪的基本原理与 Nd 同位素相同，加之锆石化学性质稳定，抗风化能力强，Lu/Hf 比值低，不受部分熔融作用的影响，其 Hf 同位素组成基本上代

表了结晶时的初始 Hf 同位素组成 (Griffin *et al.*, 2004; Hawkesworth and Kemp, 2006; Zheng *et al.*, 2007)。和 Nd 同位素相比，锆石 Hf 同位素的另一个明显优势是我们可以同时获得一个岩石样品中不同成因锆石的 Hf 同位素组成，这对识别一个岩石是否有多组分参与成岩过程十分有效，而对于该岩石，我们获得的全岩 Nd 同位素数据只有一个，因此，将全岩 Nd 同位素与锆石 Hf 同位素结合起来已成为示踪岩石成因的重要手段之一。

表 3 列出了所研究的四个岩体的 Nd 同位素测定结果，可以看出这些岩体的 Nd 同位素组成十分接近， $\epsilon_{Nd}(t)$ 值变化于 $-4.2 \sim -5.5$ 之间，表明它们的物质来源具有相似性。在 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ 关系图上，样品的投影点位于华南元古代地壳演化域的上方 (图 9a)，说明它们并非单纯起源于基底变质岩的部分熔融，成岩过程中应有幔源组份或初生地壳的参与。各岩体二阶段 Nd 模式年龄 (t_{2DM}) 变化于 1.32 ~ 1.34Ga，较之华夏地块基底变质岩的 Nd 模式年龄 (主要为 1.8 ~ 2.2Ga, 陈江峰等, 1999) 显著偏低。上世纪 90 年代以来华南花岗岩研究的重要进展之一就是相继识别出多条具低 Nd 模式年龄的花岗岩带，目前普遍认为这些具低 Nd 模式年龄的花岗岩是地幔物质参与成岩过程的重要表现 (Gilder *et al.*, 1996; Chen and Jahn, 1998; Hong *et al.*, 1998; Shen *et al.*, 2000; Zhou *et al.*, 2006)，因此，本文所研究岩体表现出的明显偏低的 Nd 模式年龄，无疑也指示成岩过程中存在多量地幔组份，即壳幔相互作用对岩石成因具有重要贡献。

各岩体锆石 Hf 同位素组成的共同特征是普遍具有负的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值，但部分锆石具有正的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值，显示出较大的变化范围， $\epsilon_{Hf}(t)$ 值的变化幅度可达 10 个单位以上，如大层山岩体变化于 $-9.9 \sim 0.2$ ，大京岩体变化于 $-8.1 \sim 4.5$ ，南镇岩体

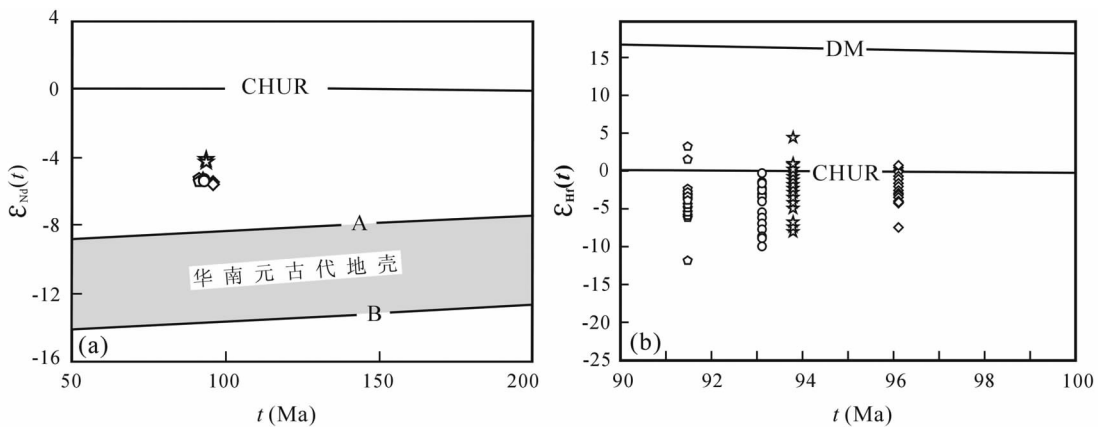


图 9 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ (a) 和 $\epsilon_{Hf}(t)-t$ (b) 关系图

A-华南成熟度较低的元古宙地壳；B-华南成熟度较高的元古宙地壳；DM-亏损地幔；CHUR-球粒陨石均一储库。图(a)底图据沈渭洲等 (1993)。图例同图 5

Fig. 9 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ (a) and $\epsilon_{Hf}(t)-t$ (b) diagrams of the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

A-Proterozoic crust with lower maturity; B-Proterozoic crust with higher maturity; DM-depleted mantle; CHUR-chondrite uniform reservoir. The base map for figure (a) is after Shen *et al.* (1993). Symbols are the same as those in Fig. 5

表3 福建北东沿海高分异I型花岗岩 Sm-Nd 同位素组成

Table 3 Sm-Nd isotopic compositions of the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

岩体	样号	Sm($\times 10^{-6}$)	Nd($\times 10^{-6}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{2\text{DM}}$ (Ga)	$f(\%)$
南镇	NZ-1(1)	2.14	13.17	0.0984	0.512295 ± 10	-5.5	1.34	54
	NZ-2(1)	3.54	13.86	0.1396	0.512325 ± 09	-5.4	1.34	54
大层山	DCS-1(4)	3.65	21.95	0.0998	0.512308 ± 09	-5.3	1.32	55
	DCS-2(2)	2.77	17.05	0.0952	0.512301 ± 11	-5.4	1.33	54
三沙	SAN-1(2)	2.95	15.45	0.1133	0.512310 ± 09	-5.4	1.33	54
	SAN-2(1)	2.01	10.57	0.1114	0.512320 ± 06	-5.2	1.32	55
大京	DJ-1(1)	3.32	19.04	0.1136	0.512372 ± 05	-4.2	1.24	60
	DJ-2(1)	1.45	10.17	0.0781	0.512344 ± 09	-4.3	1.25	59

f 为按 DePaolo *et al.* (1991)方法计算的壳幔二端元混合体系中幔源组分所占比例,计算公式为: $f = (\text{Nd}_c/\text{Nd}_m) / [(\text{Nd}_c/\text{Nd}_m) + (\varepsilon_m - \varepsilon_s) / (\varepsilon_s - \varepsilon_c)]$ Nd_c 、 Nd_m 分别代表地壳和地幔端元 Nd 的丰度, ε_s 、 ε_c 和 ε_m 分别代表样品及地壳和地幔的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 计算时取 $\text{Nd}_c = 25 \times 10^{-6}$, $\text{Nd}_m = 15 \times 10^{-6}$, $\varepsilon_c = -15$, $\varepsilon_m = +8$

表4 福建北东沿海高分异I型花岗岩 LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素分析结果

Table 4 LA-MC-ICP-MS zircon Lu-Hf isotopic compositions of the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

测定点号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	t_{DM1} (Ga)	t_{DM2} (Ga)	$f_{\text{Lu/Hf}}$
南镇岩体($t=96.1\text{Ma}$)									
NZ-1	0.06759	0.00222	0.282683	0.000048	-3.2	-1.2	0.83	1.23	-0.99
NZ-2	0.04210	0.00139	0.282637	0.000040	-4.8	-2.8	0.88	1.33	-1.00
NZ-3	0.06134	0.00204	0.282643	0.000048	-4.6	-2.6	0.89	1.32	-0.99
NZ-4	0.03573	0.00123	0.282604	0.000052	-6.0	-3.9	0.92	1.40	-1.00
NZ-5	0.04457	0.00151	0.282631	0.000050	-5.0	-3.0	0.89	1.35	-0.99
NZ-6	0.03817	0.00131	0.282651	0.000056	-4.3	-2.3	0.86	1.30	-1.00
NZ-7	0.17362	0.00554	0.282519	0.000064	-9.0	-7.2	1.18	1.61	-0.98
NZ-8	0.04831	0.00154	0.282712	0.000050	-2.1	-0.1	0.78	1.16	-0.99
NZ-9	0.05993	0.00197	0.282738	0.000046	-1.2	0.8	0.75	1.11	-0.99
NZ-10	0.03965	0.00133	0.282664	0.000048	-3.8	-1.8	0.84	1.27	-1.00
NZ-11	0.05064	0.00163	0.282697	0.000048	-2.7	-0.7	0.80	1.20	-0.99
NZ-12	0.05883	0.00185	0.282670	0.000044	-3.6	-1.6	0.84	1.26	-0.99
NZ-13	0.07141	0.00219	0.282731	0.000038	-1.5	0.5	0.76	1.12	-0.99
NZ-14	0.05230	0.00158	0.282649	0.000050	-4.4	-2.4	0.87	1.31	-0.99
NZ-15	0.03097	0.00099	0.282668	0.000054	-3.7	-1.7	0.83	1.26	-1.00
NZ-16	0.06323	0.00202	0.282670	0.000038	-3.6	-1.6	0.85	1.26	-0.99
大层山岩体($t=93.1\text{Ma}$)									
DCS-1	0.06001	0.00204	0.282712	0.000046	-2.1	-0.2	0.79	1.17	-0.99
DCS-2	0.04568	0.00154	0.282478	0.000032	-10.4	-8.5	1.11	1.69	-0.99
DCS-3	0.07249	0.00239	0.282623	0.000050	-5.3	-3.4	0.92	1.37	-0.99
DCS-4	0.05306	0.00174	0.282653	0.000038	-4.2	-2.3	0.87	1.30	-0.99
DCS-5	0.04327	0.00148	0.282468	0.000046	-10.8	-8.8	1.12	1.71	-0.99
DCS-6	0.04965	0.00159	0.282437	0.000032	-11.9	-9.9	1.17	1.78	-0.99
DCS-7	0.04559	0.00146	0.282624	0.000036	-5.2	-3.3	0.90	1.36	-0.99

测定点号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM1}}(\text{Ga})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ga})$	$f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$
DCS-8	0.06191	0.00192	0.282606	0.000040	-5.9	-4.0	0.94	1.40	-0.99
DCS-9	0.06103	0.00190	0.282503	0.000034	-9.5	-7.6	1.09	1.63	-0.99
DCS-10	0.04530	0.00144	0.282527	0.000048	-8.7	-6.77	1.04	1.58	-0.99
DCS-11	0.07719	0.00246	0.282677	0.000044	-3.4	-1.5	0.85	1.25	-0.99
DCS-12	0.03856	0.00130	0.282543	0.000040	-8.1	-6.1	1.01	1.54	-1.00
DCS-13	0.06776	0.00215	0.282565	0.000036	-7.3	-5.4	1.00	1.50	-0.99
DCS-14	0.04026	0.00126	0.282636	0.000044	-4.8	-2.9	0.88	1.33	-1.00
DCS-15	0.03854	0.00132	0.282711	0.000042	-2.2	-0.2	0.77	1.17	-1.00
三沙岩体 ($t = 91.5\text{Ma}$)									
SAN-01	0.08175	0.00245	0.282591	0.000060	-6.4	-4.6	0.97	1.44	-0.99
SAN-02	0.09777	0.00329	0.282561	0.000058	-7.5	-5.7	1.04	1.51	-0.99
SAN-03	0.08580	0.00253	0.282548	0.000054	-7.9	-6.1	1.04	1.54	-0.99
SAN-04	0.12499	0.00362	0.282575	0.000048	-7.0	-5.2	1.03	1.48	-0.99
SAN-05	0.09003	0.00280	0.282635	0.000046	-4.9	-3.0	0.92	1.34	-0.99
SAN-06	0.06408	0.00192	0.282662	0.000038	-3.9	-2.0	0.86	1.28	-0.99
SAN-07	0.12052	0.00355	0.282771	0.000068	-0.1	1.7	0.73	1.04	-0.99
SAN-08	0.09165	0.00297	0.282644	0.000058	-4.5	-2.7	0.91	1.32	-0.99
SAN-09	0.16707	0.00456	0.282395	0.000094	-13.4	-11.6	1.34	1.88	-0.98
SAN-10	0.07500	0.00223	0.282622	0.000042	-5.3	-3.5	0.92	1.37	-0.99
SAN-11	0.07879	0.00219	0.282598	0.000046	-6.2	-4.3	0.96	1.42	-0.99
SAN-12	0.18258	0.00520	0.282816	0.000064	1.5	3.2	0.70	0.95	-0.98
SAN-13	0.10273	0.00301	0.282637	0.000046	-4.8	-3.0	0.92	1.34	-0.99
SAN-14	0.07912	0.00240	0.282622	0.000034	-5.3	-3.5	0.93	1.37	-0.99
SAN-15	0.08847	0.00289	0.282767	0.000048	-0.2	1.6	0.72	1.05	-0.99
大京岩体 ($t = 93.8\text{Ma}$)									
DJ-01	0.04799	0.00152	0.282684	0.000044	-3.1	-1.2	0.82	1.23	-0.99
DJ-02	0.09760	0.00295	0.282677	0.000042	-3.4	-1.5	0.86	1.25	-0.99
DJ-03	0.06936	0.00226	0.282598	0.000038	-6.2	-4.2	0.96	1.42	-0.99
DJ-04	0.04025	0.00128	0.282517	0.000042	-9.0	-7.0	1.05	1.60	-1.00
DJ-05	0.08927	0.00281	0.282620	0.000050	-5.4	-3.5	0.94	1.38	-0.99
DJ-06	0.05567	0.00189	0.282650	0.000046	-4.3	-2.4	0.87	1.30	-0.99
DJ-07	0.07083	0.00238	0.282709	0.000048	-2.2	-0.3	0.80	1.17	-0.99
DJ-08	0.04420	0.00155	0.282579	0.000050	-6.8	-4.9	0.97	1.46	-0.99
DJ-09	0.07263	0.00248	0.282656	0.000042	-4.1	-2.2	0.88	1.29	-0.99
DJ-10	0.05513	0.00190	0.282664	0.000050	-3.8	-1.9	0.85	1.27	-0.99
DJ-11	0.04730	0.00156	0.282722	0.000046	-1.8	0.2	0.76	1.14	-0.99
DJ-12	0.05172	0.00172	0.282700	0.000054	-2.6	-0.6	0.80	1.19	-0.99
DJ-13	0.06991	0.00224	0.282490	0.000062	-10.0	-8.1	1.11	1.66	-0.99
DJ-14	0.08088	0.00264	0.282845	0.000072	2.6	4.5	0.60	0.87	-0.99
DJ-15	0.03227	0.00105	0.282740	0.000044	-1.1	0.9	0.73	1.10	-1.00

表中锆石 Hf 同位素特征值计算所用的参数为: ^{176}Lu 衰变常数 $\lambda = 1.865 \times 10^{-11} \text{a}$ (Scherer *et al.*, 2001), 球粒陨石 (CHUR) 的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (Blichert-Toft and Albarède, 1997), 亏损地幔 (DM) 的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ (Vervoort and Blichert-Tolf, 1999); 大陆平均地壳 (CC) 的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (Griffin *et al.*, 2002)

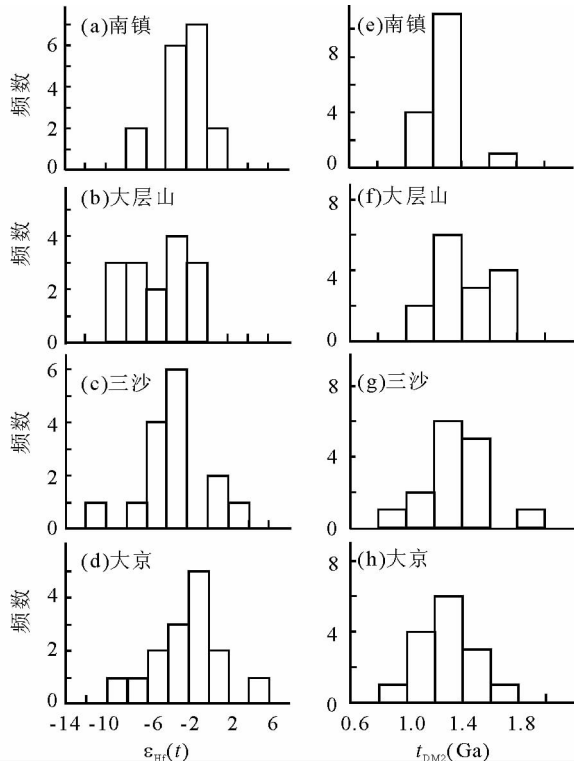


图 10 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和二阶段 Hf 模式年龄频数分布直方图

Fig. 10 Histograms of zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values and two-stage Hf model ages for the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

变化于 $-7.2 \sim 0.8$, 三沙岩体变化于 $-11.6 \sim 3.2$ (表 4, 图 9b, 图 10a-d)。锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化幅度较大, 且散布于正值与负值之间的特征指示它们均经历了比较显著的壳幔岩浆混合过程 (Griffin *et al.*, 2002; Belousova *et al.*, 2006; Yang *et al.*, 2007; Andersen *et al.*, 2007)。与锆石 Hf 同位素组成不同, 这些岩体的全岩 Nd 同位素相对均一, 对于这一现象, 目前普遍被认为是由于锆石 Lu-Hf 同位素体系的封闭温度较之全岩 Sm-Nd 体系的封闭温度高, 加之锆石结晶较早, 锆石 Hf 同位素组成可以记录壳幔混合岩浆二端元的初始信息, 其中具低 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的锆石代表了早期未受幔源组分影响时的基底地壳熔融形成的岩浆成分, 而 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值偏高的锆石则是受到不同程度幔源岩浆混染后结晶的。随着混合作用的进一步进行, 壳幔岩浆相互混合逐渐达到均一化, Sm-Nd 同位素体系可能主要记录岩浆混合较均匀阶段的信息, 因而 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值的变化范围较小, 这也正是锆石 Hf 同位素在示踪岩浆源区组成时优于全岩 Sm-Nd 同位素的原因所在。根据锆石 Hf 同位素组成计算的二阶段 Hf 模式年龄同样显示了较大的变化范围, 如大层山岩体变化于 $1.17 \sim 1.78\text{Ga}$, 大京岩体介于 $0.87 \sim 1.66\text{Ga}$, 南镇岩体变化于 $1.11 \sim 1.61\text{Ga}$, 三沙岩体变化于 $0.95 \sim 1.88\text{Ga}$ (图 10e-f), 但平均值 (分别为 1.45Ga 、 1.29Ga 、 1.36Ga 和 1.29Ga) 与各岩体的二阶段 Nd

模式年龄均较接近, 且这些模式年龄均不同程度低于桂东南大容山—十万大山 S 型花岗岩 ($t_{\text{DM}}(\text{Hf})$) 主要集中在 $1.8 \sim 1.9\text{Ga}$, 祁昌实等, 2007), 较低的二阶段 Hf 模式年龄同样暗示成岩过程中存在地幔组分的加入。

6 讨论

6.1 成因类型归属

花岗岩成因类型目前最为普遍接受的划分方案是将它们区分为 I 型、S 型、M 型和 A 型, 自然界中真正由地幔岩浆衍生的 M 型花岗岩极少, 即使与蛇绿岩伴生的极少量的斜长花岗岩, 以往被当作典型的 M 型花岗岩, 但现在的研究认为它们并非是玄武质岩浆分离结晶的产物, 而是辉长质岩石在含水条件下部分熔融形成的 (张旗和周国庆, 2001), 因此, 自然界中花岗岩的成因类型主要为 I 型、S 型和 A 型, 其中尤以 I 型和 S 型为主。对上述三类花岗岩的判定已有大量文献论述, 其中角闪石、堇青石和碱性铁镁矿物的出现被认为是判断上述三类花岗岩最为重要且有效的标志 (吴福元等, 2007), 此外, 一系列地球化学图解 (Whalen *et al.*, 1987; Sylvester, 1989; Eby, 1990) 在判别这三类花岗岩中也得到广泛运用, 但是对于经历高程度分异的花岗岩, 由于它们的矿物组成和化学组成都接近于低共熔花岗岩, 导致分异的 I 型、S 型和 A 型花岗岩在化学组成上部分重叠, 因此, 对这类花岗岩成因类型的判定十分困难, 往往需要结合各方面特征予以综合判定。

前述元素地球化学特征显示, 本次所研究的 4 个岩体均具准铝特性, A/NKC 值均在 1.0 以下, CIPW 标准矿物中不出现刚玉分子, 副矿物组合中普遍出现榍石而未见富铝矿物, 明显不同于强烈富铝的 S 型花岗岩。尽管分异的 S 型花岗岩 A/NKC 值可能偏低, 但也均在 1.0 以上 (Chappell, 1999), 加之这些岩体的 P_2O_5 含量均很低 ($<0.10\%$), Rb/Th 之间呈正消长演化趋势, 排除了它们属于 S 型花岗岩的可能, 因此, 这些岩体的成因类型或为 A 型, 或为高分异的 I 型。对于闽浙沿海晚中生代花岗岩, 由于它们普遍发育晶洞构造, 因而以往多认为该带的晶洞碱长花岗岩都可归为 A 型花岗岩, 特别是随着铝质 A 型花岗岩 (aluminous A-type granite) 概念的提出, 人们普遍认为不含碱性铁镁矿物的晶洞碱长花岗岩均可归属到铝质 A 型花岗岩范围, 但实际上晶洞构造的出现只是反映岩体定位深度较浅, 并经历较高分异的分异演化, 并不能作为 A 型花岗岩所特有的鉴别标志, 即晶洞碱长花岗岩的成因类型既可以是 A 型, 也可以是其它类型。

就所研究的四个岩体而言, 它们具有明显不同于 A 型花岗岩的一系列化学组成特征, 主要表现在: (1) 尽管它们碱含量较高, 但 FeO^*/MgO 比值较低 ($3.44 \sim 5.04$), 有别于 A 型花岗岩显著富铁的特征 ($\text{FeO}^*/\text{MgO} > 10$, Whalen *et al.*, 1987); (2) 这些岩体的 Ga 含量较低, $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 比值变化于 $1.56 \sim 2.32$, 明显低于 Whalen *et al.* (1987) 建议的 A 型花

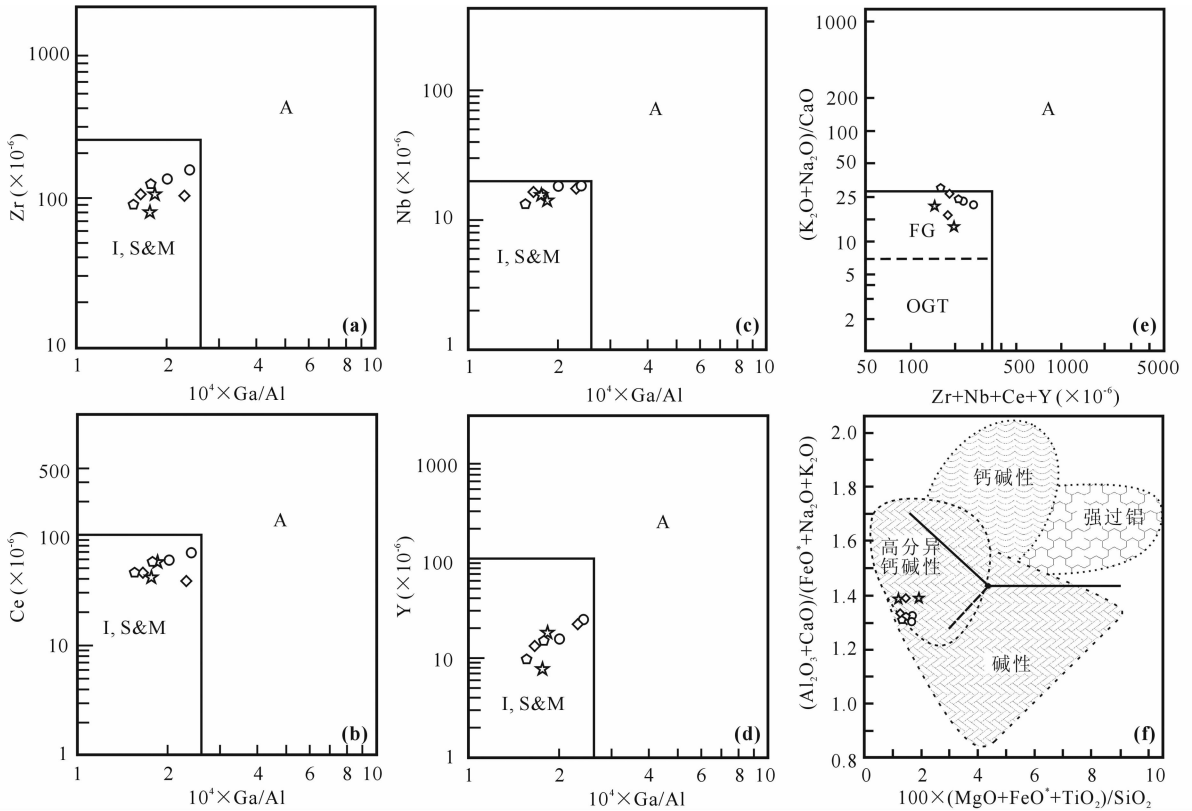


图 11 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩成因类型判别图

(a)-(e) 底图据 Whalen *et al.* (1987), I、S、M 和 A 分别代表 I 型、S 型、M 型和 A 型花岗岩, OGT 代表未分异的 I、S 和 M 型花岗岩区, FG 代表分异的 I 型花岗岩区; (f) 底图据 Sylvester (1989), 图中各岩石范围据原图数据点圈定, 图例同图 5

Fig. 11 Various chemical discrimination diagrams for the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

The base maps for figures (a)-(e) are from Whalen *et al.* (1987). I, S, M and A denote I-, S-, M- and A-type granites respectively. OGT-unfractionated I-, S- and M-type granites; FG-fractionated I-type granites. The base map for figure (f) is after Sylvester (1989), and the fields for each rock type are delineated according to the data points on the original plot. The legends are the same as those in Fig. 5

花岗岩的下限值(2.60), 且 Zr、Nb、Ce、Y 等元素的含量均低, $Zr + Nb + Ce + Y = 144 \times 10^{-6} \sim 265 \times 10^{-6}$, 也显著低于 Whalen *et al.* (1987) 建议的 A 型花岗岩的下限值(350×10^{-6})。在以 Ga/Al 比值为基础的多种判别图解上, 它们均投影在非 A 型花岗岩区(图 11a-d)。在区分 A 型花岗岩与分异的 I 型花岗岩的有关判别图解上, 样品点基本均落在分异的 I 型花岗岩区(图 11e-f); (3) 这些岩体的锆石饱和温度(Watson and Harrison, 1983)变化于 $730 \sim 779^\circ\text{C}$ (表 2), 也显著低于邻近的太姥山和瑶坑 A 型花岗岩($816 \sim 912^\circ\text{C}$, 肖娥等, 2007), 较低的成岩温度同样不支持它们为 A 型花岗岩。为此, 我们认为这些岩体应属高分异的 I 型花岗岩。

6.2 岩石成因

岩石 Nd-Hf 同位素组成综合示踪指示所研究岩体不可能单纯起源于区内早-中元古代基底变质岩的部分熔融, 成岩过程中应有幔源组分的参与。地幔组分参与花岗岩成岩过程的方式可能有二种情形, 其一为幔源岩浆与其诱发的地

壳物质部分熔融形成的长英质岩浆在地壳深部混合形成壳幔混源岩浆; 另一种方式是幔源岩浆首先侵入到地壳基底岩石中形成初生地壳, 然后在后期热事件的影响下, 这种既有初生地壳又有古老基底地壳构成的混合地壳原岩发生部分熔融。由于花岗岩主要是地壳物质部分熔融的产物, 因此, 对于壳幔混源的 I 型花岗岩, 多数学者主张后一种模式(Pitcher *et al.*, 1985; Wu *et al.*, 2003b), 但就本文所研究的岩体而言, 它们的锆石 Hf 同位素组成变化范围大, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值散布于正值与负值之间, 这一 Hf 同位素组成特征更倾向于它们应起源于幔源岩浆与其诱发的地壳物质部分熔融形成的长英质岩浆在地壳深部直接混合。东南沿海晚中生代岩浆作用过程中的壳幔岩浆混合现象已有大量文献记述(王德滋和谢磊, 2008; Wang, 2002; Xu *et al.*, 1999; 李武显等, 1999; 周金城等, 1994), 根据福建平潭和浙江桐庐 I 型花岗岩中锆石具有不同的 Hf 同位素组成, Griffin *et al.* (2002) 也认为它们起源于不同来源岩浆的混合。尽管所研究的岩体缺乏暗色微粒包体等指示存在壳幔岩浆混合的直接岩石学

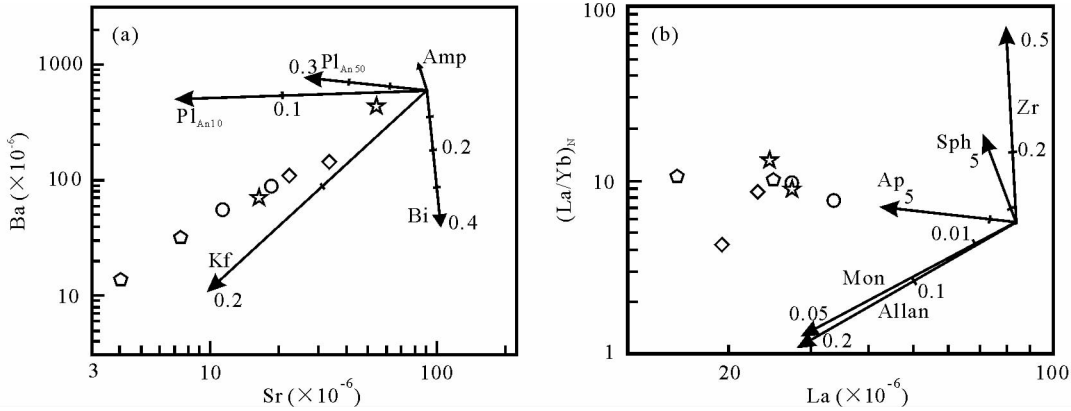


图 12 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩 Sr-Ba (a) 和 La-(La/Yb)_N (b) 关系图及分离结晶趋势

图(a)中 Sr, Ba 在斜长石中的分配系数数据 Blundy and Shimizu (1991), 在其余矿物中的分配系数数据 Ewart and Griffin (1994), 图(b)中的副矿物结晶分离趋势数据 Wu *et al.* (2003a), 分异趋势线上的数字代表分离结晶程度, Pl_{An10}-斜长石 (An = 10), Pl_{An50}-斜长石 (An = 50), Kf-钾长石, Bi-黑云母, Amp-角闪石, Zr-锆石, Sph-榍石, Ap-磷灰石, Mon-独居石, Allan-褐帘石, 图例同图 5

Fig. 12 Sr-Ba (a) and La-(La/Yb)_N (b) diagrams showing the fractional crystallization trends for the highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province

Partition coefficients of Sr and Ba used in Fig. (a) are from Blundy and Shimizu (1991) for plagioclase, and from Ewart and Griffin (1994) for other minerals. The fractionation trends for accessory minerals shown in Fig. (b) are from Wu *et al.* (2003a), and the data on the lines represent the fractionation degree. Pl_{An10}-plagioclase with An = 10; Pl_{An50}-plagioclase with An = 50; Kf-K-feldspar; Bi-biotite; Amp-amphibole; Zr-zircon; Sph-sphene; Ap-apatite; Mon-monazite, Allan-allanite. Symbols are the same as those in Fig. 5

证据,但据研究,当地壳较深部位,由于处于较高的温度、压力环境,由幔源碱性岩浆底侵诱发的地壳物质部分熔融形成的长英质岩浆尚未开始结晶或结晶程度较低,基本还处于一种均匀状态,这时幔源岩浆的注入,既有良好的混合环境,也有充分的混合时间,二者可以发生完全的混合,产生均一的岩浆,形成钙碱性花岗岩类岩石 (Fernandez and Barbarin, 1991), Martin *et al.* (1994) 也认为深部岩浆房中的对流混合有利于岩浆均一化。

根据岩石的 Nd 同位素组成,按 DePaolo *et al.* (1991) 提出的壳幔二端元混合体系中幔源组分比例计算方法,估算出所研究岩体成岩过程中地幔组分所占比例变化于 54% ~ 60% 之间 (表 3)。如果这一比例地幔与地壳物质混合形成的岩浆直接结晶,显然难以形成目前所观测到的主量和微量元素地球化学特征。岩体高硅、富碱,贫钙、镁、铁, Rb/Sr 比值高, K/Rb 比值低, Ba, Sr, P, Ti, Eu 等元素显著亏损的特征充分说明岩体经历了高程度的分异演化。研究表明,岩石中 Sr, Ba, Eu 的亏损主要受斜长石和钾长石分离结晶的制约,其中斜长石的分异将导致 Sr, Eu 负异常,而钾长石的分异则产生 Ba, Eu 负异常 (Wu *et al.*, 2003a), 从样品点在分离结晶模拟所构筑矢量图中的分布来看,所研究岩体 Sr, Ba 含量的变异较明显地受到斜长石和钾长石分离结晶的制约 (图 12a), 而稀土元素的变异则主要受磷灰石等副矿物分离结晶的控制 (图 12b), 岩石显著贫 P 的特征也应是磷灰石的分离结晶所致。由于所研究岩体普遍出现榍石, 因此, 微量元素组成表现出的 Ti 负异常应主要为钛铁矿和金红石等含钛矿物的分离结晶所致, 加之金红石对 Nb, Ta 具有高的分配

系数 (Foley *et al.*, 2000), 这一矿物的分离结晶也可能是造成岩石 Nb, Ta 含量偏低的主要原因。综上所述, 所研究岩体的形成经历了二阶段的成岩过程, 首先是壳幔物质在源区混合形成原始岩浆, 随后这一壳幔混源岩浆又经高程度分异演化并最终固结成岩。

7 结论

(1) 福建北东沿海南镇、大层山、三沙和大京岩体的成岩年龄分别为 96.1 ± 2.7 Ma, 93.1 ± 2.4 Ma, 91.5 ± 1.5 Ma 和 93.8 ± 1.8 Ma, 指示它们均为晚白垩世岩浆活动的产物。

(2) 南镇、大层山、三沙和大京岩体在化学组成上具有高硅、富碱、准铝, 贫钙、镁、铁, Rb/Sr 比值高, K/Rb 比值低, 富 Cs, Rb, Th, U, Pb, 贫 Ba, Sr, P, Ti, Eu 等特点。岩石的 FeO^*/MgO 比值较低, $10^4 \times Ga/Al$ 比值和 Zr + Nb + Ce + Y 含量均低于 A 型花岗岩的下限值, 其锆石饱和温度也较低 (730 ~ 779°C), 综合地质地球化学特征指示这些岩体应属高分异的 I 型花岗岩。

(3) 四个岩体的 Nd 同位素组成较均一 ($\epsilon_{Nd}(t) = -4.2 \sim -5.5$), 而锆石 Hf 同位素则具较大的变化范围, $\epsilon_{Hf}(t)$ 值散布于正值与负值之间, 变化幅度可达 10 个单位以上, 指示存在不同来源物质的贡献。

(4) 福建北东沿海高分异花岗岩的形成极可能经历了壳幔物质在源区混合形成原始岩浆, 随后这一壳幔混源岩浆又经高程度分异演化的二阶段成岩过程。

References

- Andersen T, Griffin WL and Sylvester AG. 2007. Sveconorwegian crustal underplating in southwestern Fennoscandia: LAM-ICPMS U-Pb and Lu-Hf isotope evidence from granites and gneisses in Telemark, southern Norway. *Lithos*, 93: 273–287
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chem. Geol.*, 192: 59–79
- Belousova EA, Griffin WL and O'Reilly SY. 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope compositions, a tool for petrogenetic modeling: Examples from eastern Australian granitoids. *J. Petrol.*, 47: 329–353
- Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148(1–2): 243–258
- Blundy JD and Shimizu N. 1991. Trace element evidence for plagioclase recycling in calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102: 178–197
- Boynton WV. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P (ed.). *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 63–144
- Chappell BW and White AJR. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174
- Chappell BW. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46: 535–551
- Chen CH, Lin W, Lu H, Lee CY, Tien JL and Lai YH. 2000. Cretaceous fractionated I-type granitoids and metaluminous A-type granites in SE China: The Late Yanshanian post-orogenic magmatism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 195–205
- Chen JF and Jahn BM. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284: 101–133
- Chen JF, Guo XS, Tang JF and Zhou TX. 1999. Nd isotopic model ages: Implications of the growth of the continental crust of Southeastern China. *J. Nanjing Uni. (Natural Sciences)*, 35(6): 649–658 (in Chinese with English abstract)
- Compston W, Williams IS, Kirschvink JL, Zhang Z and Ma G. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc. London*, 149: 171–184
- Connelly JN. 2000. Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology. *Chem. Geol.*, 172: 25–39
- DePaolo DJ, Linn AM and Schubert G. 1991. The continental crustal age distribution: Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southeastern United States. *J. Geophys. Res.*, 96: 2071–2088
- DePaolo DJ. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- Eby GN. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26: 115–134
- Ewart A and Griffin WL. 1994. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 117: 251–284
- Fernandez AN and Barbarin B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: Didier J and Barbarin B (eds.). *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier; Amsterdam, 263–276
- Foley SF, Barth MG and Jenner GA. 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 933–938
- Gao JF, Lu JJ, Lai MY, Lin YP and Pu W. 2003. Analysis of trace elements in rock samples using HR-ICPMS. *J. Nanjing University (Natural Sciences)*, 39: 844–850 (in Chinese with English abstract)
- Gilder SA, Gill J, Coe RS, Zhao X, Liu Z, Wang G, Yuan K, Liu W, Kuang G and Wu H. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. *J. Geophys. Res.*, 101: 16137–16154
- Griffin WL, Belousova EA, Shee SR, Pearson NJ and O'Reilly SY. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precam. Res.*, 131: 231–282
- Griffin WL, Wang X, Jackson SE, Pearson NJ, O'Reilly SY, Xu XS and Zhou XM. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61: 237–269
- Hawkesworth CJ and Kemp AIS. 2006. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chem. Geol.*, 226: 144–162
- Hong DW, Guo WJ, Li GJ, Kang W and Xu HM. 1987. *Petrology of the Mirolitic Granite Belt in the Southeast Coast of Fujian Province and Their Petrogenesis*. Beijing: Science and Technology Press of Beijing, 1–128 (in Chinese)
- Hong DW, Xie XL and Zhang JS. 1998. Isotope geochemistry of granitoids in south China and their metallogeny. *Resource Geology*, 48: 251–263
- Li WX, Dong CW and Zhou XM. 1999. Plagioclase xenocryst and magma mingling in Pingtan and Zhangzhou complexes. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 286–290 (in Chinese with English abstract)
- Ludwig KR. 2001. *Users Manual for Isoplot/Ex (rev. 2.49)*: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1a: 1–55
- Maniar P and Piccoli P. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 635–643
- Martin H, Bonin B, Capdevila R, Jahn BM, Lameyre J and Wang Y. 1994. The Kuiu peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and geochemistry. *J. Petrol.*, 35: 983–1015
- McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120: 223–253
- Pitcher WS, Atherton MD, Cobbing EJ and Beckinsale RD. 1985. *Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie-Halsted Press, 1–328
- Qi CS, Deng XG, Li WX, Li XH, Yang YH and Xie LW. 2007. Origin of the Darongshan-Shiwandashan S-type granitoid belt from southeastern Guangxi: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 403–412 (in Chinese with English abstract)
- Qiu JS, Wang DZ, McInnes BIA, Jiang SY, Wang RC and Kanisawa S. 2004. Two subgroups of A-type granites in the coastal area of Zhejiang and Fujian provinces, SE China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95: 227–236
- Scherer E, Munker C and Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, 293: 683–687
- Shen WZ, Ling HF, Li WX and Wang DZ. 2000. Crust evolution in southeast China: Evidence from Nd model ages of granitoids. *Science in China (Series D)*, 43: 36–49
- Shen WZ, Zhu JC, Liu CS, Xu SJ and Lin HF. 1993. Sm-Nd isotopic study of basement metamorphic rocks in south China and its constraint on material sources of granitoids. *Acta Petrologica Sinica*, 9(2): 115–124 (in Chinese with English abstract)
- Sylvester PJ. 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, 97: 261

- 281

- Tu GC, Zhang YQ and Zhao ZH. 1984. Preliminary studies on two alkali-rich intrusive belts in South China. In: Xu KQ and Tu GC (eds.). *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations*. Nanjing: Jiangsu Science and Technology Press, 21 - 37 (in Chinese)
- Tuttle OF and Bowen NL. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geological Society of America Memoir No. 74*, 1 - 153
- Vervoort JD and Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 533 - 556
- Wang DZ and Xie L. 2008. Magma mingling: Evidence from enclaves. *Geol. J. China Univ.*, 14(1): 16 - 21 (in Chinese with English abstract)
- Wang DZ, Peng YM and Yuan P. 1985. Petrology, geochemistry and genesis of Kuiqi granite batholith. *Geochimica*, (3): 197 - 205 (in Chinese with English abstract)
- Wang YX, Yang JD, Tao XC and Li HM. 1988. A study of the Sm-Nd method for fossil, mineral and rock samples, and its application. *J. Nanjing Univ. (Natural Sciences Edition)*, 24: 297 - 308 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZH. 2002. The origin of the Cretaceous gabbros in the Fujian coastal region of SE China: Implications for deformation-accompanied magmatism. *Contrib. Miner. Petrol.*, 144: 230 - 240
- Watson EB and Harrison TM. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64: 295 - 304
- Whalen JB, Currie KL and Chappell BW. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.*, 95: 407 - 419
- Wright JB. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106: 370 - 384
- Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC and Sun DY. 2003a. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66: 241 - 273
- Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC and Sun DY. 2003b. Highly fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67: 191 - 204
- Wu FY, Li XH, Yang JH and Zheng YF. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217 - 1238 (in Chinese with English abstract)
- Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49: 1554 - 1569
- Xiao E, Qiu JS, Xu XS, Jiang SY, Hu J and Li Z. 2007. Geochronology and geochemistry of the Yaokeng alkaline granitic pluton in Zhejiang Province: Petrogenetic and tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1431 - 1440 (in Chinese with English abstract)
- Xu XS, Dong CW, Li WX and Zhou XM. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in coastal area of Fujian, SE China: The significance of the gabbro-diorite-granite association. *Lithos*, 46: 299 - 315
- Yang JH, Wu FY, Wilde SA, Xie LW, Yang YH and Liu XM. 2007. Tracing magma mixing in granite genesis: In situ U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. *Contrib. Min. Petrol.*, 153: 177 - 190
- Yuan HL, Gao S, Dai MN, Zong CL, G nther D, Fontaine GH, Liu XM and Diwu CR. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chem. Geol.*, 247: 100 - 118
- Yuan HL, Wu FY, Gao S, Liu XM, Xu P and Sun DY. 2003. Determination of U-Pb age and rare earth element concentrations of zircons from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 48: 2411 - 2421
- Zhang Q and Zhou GQ. 2001. *Ophiolites of China*. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract)
- Zheng YF, Zhang SB, Zhao ZF, Wu YB, Li XH, Li ZX and Wu FY. 2007. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China; Implications for growth and reworking of continental crust. *Lithos*, 96: 127 - 150
- Zhou JC, Zhang HJ and Yu YW. 1994. Magma mixing in early Cretaceous composite lava flows in Xinchang, Zhejiang. *Acta Petrologica Sinica*, 10(3): 236 - 247 (in Chinese with English abstract)
- Zhou XM, Sun T, Shen WZ, Shu LS and Niu YL. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29: 26 - 33
- Zhou XR and Wu KL. 1994. *The Zhangzhou I- and A-type Granites*. Beijing: Science Press, 1 - 148 (in Chinese)

附中文参考文献

- 陈江峰, 郭新生, 汤加富, 周泰禧. 1999. 中国东南地壳增长与 Nd 同位素模式年龄. *南京大学学报(自然科学)*, 35(6): 649 - 658
- 高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 林雨萍, 濮巍. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析. *南京大学学报(自然科学)*, 39(6): 844 - 850
- 洪大卫, 郭文岐, 李戈晶, 康炜, 徐海明. 1987. 福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化. 北京: 北京科学技术出版社, 1 - 128
- 李武显, 董传万, 周新民. 1999. 平潭和漳州深成杂岩中斜长石捕虏晶与岩浆混合作用. *岩石学报*, 15(2): 286 - 290
- 祁昌实, 邓希光, 李武显, 李献华, 杨岳衡, 谢烈文. 2007. 桂东南大容山—十万大山 S 型花岗岩带的成因: 地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约. *岩石学报*, 23(2): 403 - 412
- 沈渭洲, 朱金初, 刘昌实, 徐士进, 凌洪飞. 1993. 华南基底变质岩的 Sm-Nd 同位素及其对花岗岩类物质来源的制约. *岩石学报*, 9(2): 115 - 124
- 涂光炽, 张玉泉, 赵振华. 1984. 华南两个富碱侵入岩带的初步研究. 见: 徐克勤, 涂光炽主编. *花岗岩地质和成矿关系*. 南京: 江苏科学技术出版社, 21 - 37
- 王德滋, 彭亚鸣, 袁朴. 1985. 魁歧花岗岩的岩石学、地球化学和成因. *地球化学*, (3): 197 - 205
- 王德滋, 谢磊. 2008. 岩浆混合作用: 来自岩石包体的证据. *高校地质学报*, 14(1): 16 - 21
- 王银喜, 杨杰东, 陶仙聪, 李惠民. 1988. 化石、矿物和岩石样品的 Sm-Nd 同位素实验方法及其应用. *南京大学学报(自然科学版)*, (2): 297 - 308
- 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
- 肖娥, 邱检生, 徐夕生, 蒋少涌, 胡建, 李真. 2007. 浙江瑶坑碱性花岗岩体的年代学、地球化学及其成因与构造指示意义. *岩石学报*, 23(6): 1431 - 1440
- 张旗, 周国庆. 2001. *中国蛇绿岩*. 北京: 科学出版社
- 周金城, 张海进, 俞云文. 1994. 浙江新昌早白垩世复合岩流中的岩浆混合作用. *岩石学报*, 10(3): 236 - 247
- 周珣若, 吴克隆. 1994. 漳州 I-A 型花岗岩. 北京: 科学出版社, 1 - 148