1000-0569/2012/028(12)-3938-50　　*Acta Petrologica Sinica*　岩石学报

福建太武山花岗岩体成因：锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素制约*

赵姣龙　邱检生**　李真　刘亮　李友连

ZHAO JiaoLong, QIU JianSheng**, LI Zhen, LIU Liang and LI YouLian

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

State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, *China*

2012-08-28 收稿, 2012-11-03 改回.

Zhao JL, Qiu JS, Li Z, Liu L and Li YL. 2012. Petrogenesis of the Taiwushan granite pluton in Fujian Province: Constraints from zircon U-Pb ages and Hf isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12):3938－3950

Abstract　The Taiwushan granite pluton, with an outcropped area of about 40km^2, is roughly elongated NE-trending as an irregular stock in the coastal region of SE Fujian Province. Lithologically, this pluton consists mainly of medium to fine-grained granites, with minor porphyraceous biotite granites surrounding the north marginal parts. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating yields an age of 96.9 ± 1.3Ma (MSWD = 1.09, 2σ), indicating that this pluton was generated in the initial stage of Late Cretaceous. Chemically, the Taiwushan granites are enriched in silicon, and depleted in calcium, magnesium and iron. They also have moderately alkaline contents and show weakly peraluminous signature with A/NKC values of 1.01 ~ 1.04 and AKI values of 0.73 ~ 0.92, thus can be grouped into subalkaline and weakly peraluminous granitoids. On trace and REE aspects, the granites are enriched in Cs, Rb, U, Th, Pb and LREE, depleted in Ba, Sr, P, Ti, and show high Rb/Sr ratios and moderately to strongly negative europium anomalies (Eu/Eu* = 0.85 ~ 0.04). They also have lower Zr, Nb, Ce, Y concentrations and lower zircon saturation temperatures (726 ~ 809℃) relative to that of the typical A-type granites. Integrated geological and geochemical data suggest that the Taiwushan pluton should be genetically ascribed to highly fractionated I-type granites. Zircon Hf isotopic compositions of the granites are variable, with $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ values ranging from negative to positive (－1.44 ~ 2.78). Correspondingly, they show younger two-stage Hf model ages ranging from 0.98Ga to 1.25Ga with a mean value of 1.06Ga, indicating that large amounts of depleted mantle materials had been involved in magma genesis. Based on a synthesis of geology, geochronology, elemental and isotopic geochemistry, we suggest that the Taiwushan granites were most likely generated via a two-stage process including formation of parental magma by mixing of a depleted mantle-derived magma and an induced crustal-melted felsic magma in the deep crust, and then suffered further differentiation during magma ascent.

Key words　Highly fractionated I-type granites; Zircon U-Pb dating; Hf isotopic compositions; Petrogenesis; The Taiwushan pluton, Fujian Province

摘　要　太武山岩体位于福建东南沿海，为一大致呈北东向延伸的不规则状岩株体，出露面积约 40km^2。岩体主体岩性为中细粒花岗岩，环岩体北部边缘尚发育有似斑状黑云母花岗岩。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年表明，岩体的形成年龄为 96.9 ± 1.3Ma(MSWD = 1.09, 2σ)，属晚白垩世早期岩浆活动产物。化学组成上，该岩体富硅，碱含量中等，弱过铝，铝饱和指数(A/NKC 值)为 1.01 ~ 1.04，碱铝指数(AKI 值)为 0.73 ~ 0.92，贫钙、镁、铁，属亚碱弱过铝质花岗岩类。微量和稀土元素组成上，岩体富 Cs、Rb、U、Th、Pb 和轻稀土，贫 Ba、Sr、P、Ti，Rb/Sr 比值高，具中到强的铕负异常(Eu/Eu* = 0.85 ~ 0.04)，其 Zr、Nb、Ce、Y 等高场强元素均较之典型 A 型花岗岩偏低，锆石饱和温度也较低(726 ~ 809℃)，综合地质地球化学资料指示该岩体应属高分异的 I 型花岗岩。太武山花岗岩的锆石 $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 值散布于正值与负值之间(－1.44 ~ 2.78)，t_{DM2} 值偏低(0.98 ~ 1.25Ga，平均值为 1.06Ga)，指示成岩过程中应有显著的亏损地幔组分参与。综合分析表明，岩体的形成首先经历了幔源岩浆与其诱发地壳物质熔融产生的长英质岩浆在地壳深部混合，随后这一混合岩浆又经进一步分异演化的二阶段成岩过程。

---

* 本文受国家重点基础研究发展计划“973”项目(2012CB416702)资助.

第一作者简介： 赵姣龙，男，1988 年生，硕士生，岩石学专业，E-mail：jlz2007@yeah.net

** **通讯作者：** 邱检生，男，1965 年生，教授，博士生导师，岩石学专业，E-mail：jsqiu@nju.edu.cn

关键词 高分异 I 型花岗岩；锆石 U-Pb 定年；Hf 同位素组成；岩石成因；福建太武山岩体

中图法分类号 P588.121；P597.3

花岗岩作为大陆地壳的重要组成部分，蕴含有壳幔演化及其相互作用过程的丰富信息，加之其与构造演化及成矿作用密切相关，因而历来是备受关注的重要研究对象(Chappell and White，1974，2001；Pitcher，1982；王德滋和周新民，2002；吴福元等，2007；周新民，2007)。我国闽浙沿海地区广泛发育晚中生代花岗岩，前人对该区花岗岩进行过不同程度的研究，这些研究为揭示岩浆的成因演化及探讨大地构造背景与动力学过程提供了重要信息(Martin *et al.*，1994；Chen *et al.*，2004；洪大卫等，1987；周珣若和吴克隆，1994；王德滋和周新民，2002)，目前已普遍认识到幔源岩浆底侵及壳幔相互作用是制约区内花岗岩成因的主要机制(Zhou and Li，2000；Qiu *et al.*，2004；Li *et al.*，2012a)，但对幔源组分参与花岗岩成岩过程的方式尚存在分歧，此外，由于区内花岗岩普遍经历了高程度的分异演化，对岩体成因类型的归属也存在不同认识，如区内花岗岩普遍发育晶洞构造，以往多认为这类晶洞碱长花岗岩都可归为 A 型花岗岩(洪大卫等，1987；蒋叙良，1991)，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，并经历较高程度的分异演化，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(邱检生等，2008)。由于花岗岩成因类型的判定直接涉及到对壳幔深部作用过程与区域动力地质背景及其演化的正确理解，因此，这一方面的研究亟待加强。本文以福建东南部的太武山岩体为对象，在系统的全岩地球化学研究基础上，阐明了岩体的成因类型归属，并结合锆石 Hf 同位素组成，探讨了幔源组分参与成岩的方式及可能的成岩过程。

1 地质概况及岩相学特征

福建省以政和-大埔断裂和长乐-南澳断裂为界，大致可划分为 3 个主要构造带，自西向东依次为早古生代褶皱带、燕山期岩浆岩带和平潭-东山变质带(图 1a)。早古生代褶皱带指政和-大埔断裂以西的闽西地区，该区域内出露有华夏地

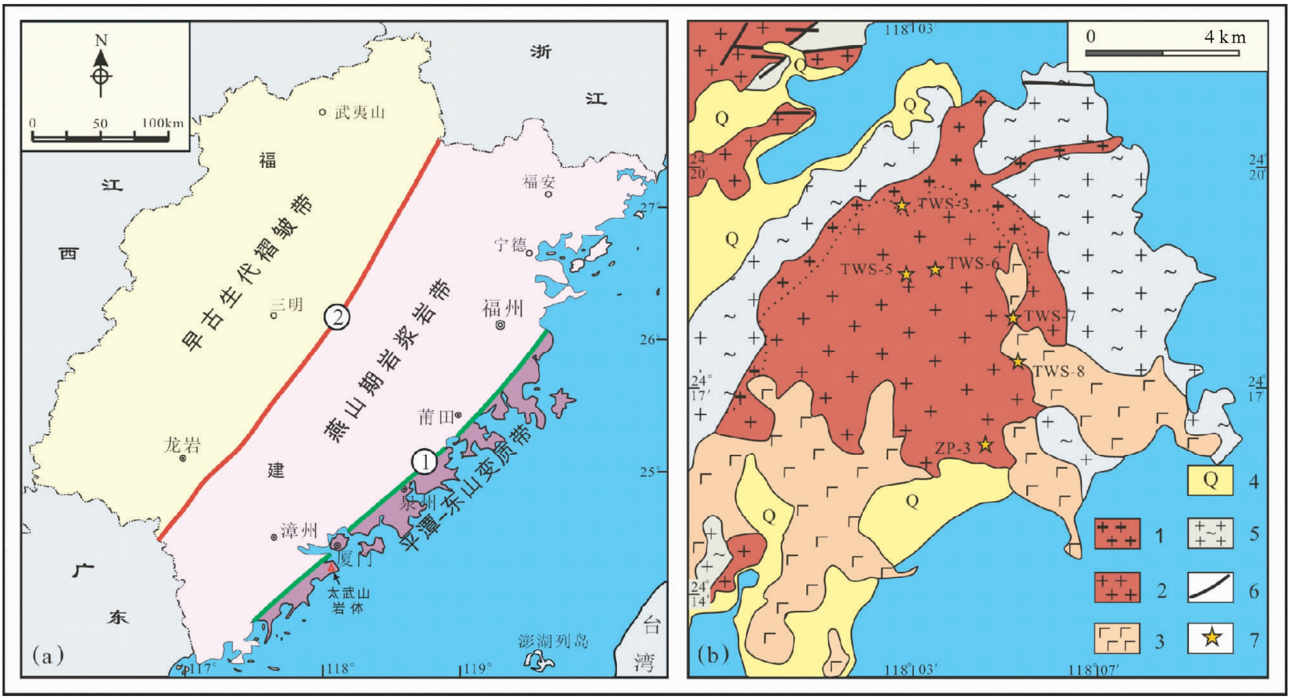

图 1 福建省基本构造格局(a，据马丽芳，2002 修改)及太武山花岗岩体地质略图(b，据福建省地质局，1977① 修改)

1-黑云母花岗岩；2-中细粒花岗岩；3-佛昙组玄武岩；4-第四系；5-动力变质花岗岩；6-断裂(①长乐-南澳断裂；②政和-大浦断裂)；7-采样点

Fig. 1 Diagram showing the tectonic framework of Fujian province (a, modified after Ma, 2002) and sketch geological map of the Taiwushan granitic pluton

1-biotite granite; 2-intermediate-fine grained granite; 3-basalt of the Fotan Formation; 4-Quaternary; 5-dynamic metamorphic granite; 6-faults (①Changle-Nan'ao fault; ②Zhenghe-Dapu fault); 7-sample localities

---

① 福建省地质局. 1977. 厦门幅 1∶20 万地质图(内部资料)

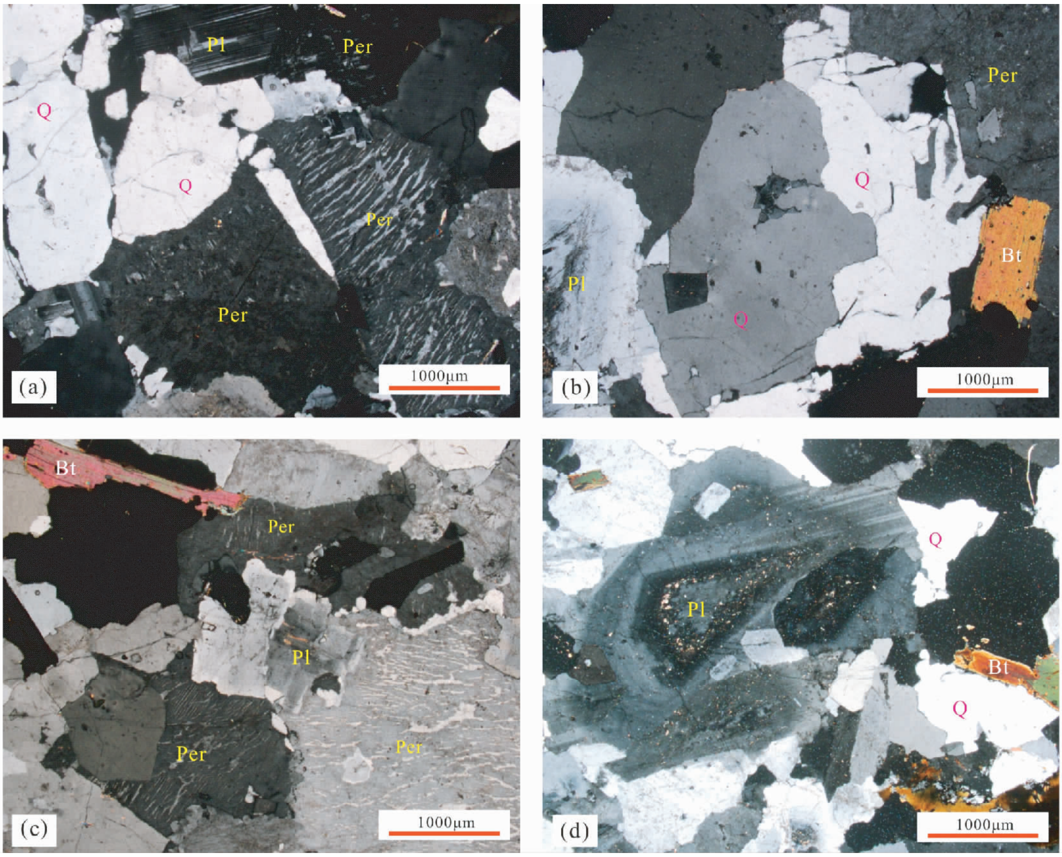

图 2 太武山花岗岩体典型样品的岩相学显微照片

(a、b)为主体相;(c、d)为边缘相. Q-石英;Per-微纹长石;Pl-斜长石;Bt-黑云母. 均正交偏光下

Fig. 2 Microphotographs of representative rock samples from the Taiwushan granite pluton

(a, b)-samples from the main phase; (c, d)-samples from the marginal phase. Q-quartz; Per-microperthite; Pl-plagioclase; Bt-biotite. All pictures were taken under crossed nicols

块的主要前寒武纪变质基底岩石,如麻源群和马面山群等,此外,还广泛发育加里东期花岗岩(张爱梅等,2010;Li *et al.*, 2012b)。燕山期岩浆岩带出露于政和-大埔断裂和长乐-南澳断裂之间的广大区域,长约500km,宽约100km,主要由晚侏罗世-白垩纪的花岗岩和火山岩组成。平潭-东山变质带分布于长乐-南澳断裂的东南侧,主要由晚中生代的区域变质岩与动力变质岩、花岗岩和火山岩以及少量中新生代的基性-超基性岩石组成,花岗质岩石在变质带中多呈 NE 向平行于长乐-南澳断裂带分布,它们多呈岩株或岩基状侵入于周围的变质岩系中。最新的定年资料显示,该变质带存在~187Ma、150~140Ma、133~130Ma 和 108~100Ma 四期岩浆作用和变质作用(Liu *et al.*, 2012)。

太武山岩体位于福建东南沿海龙海太武山一带,构造上处于平潭-东山变质带内,紧邻长乐-南澳深大断裂带产出(图 1a),为一大致呈 NE 向延伸的不规则状岩株体,出露面积约 $40km^2$。岩体北部侵入于片理化或片麻理化的动力变质花岗岩中,南部为第三系佛昙组玄武岩覆盖(图 1b)。岩体主体岩性为浅肉红色中细粒花岗岩,环岩体北部边缘尚发育有灰白色-浅肉红色似斑状黑云母花岗岩(图 1b),其中可见少量变质岩捕虏体。主体相花岗岩呈中细粒花岗结构,块状构造,组成矿物主要为石英(25%~30%)、钾长石(50%~55%,主要为微纹长石)、斜长石(20%~25%,An=24~29)和黑云母(2%~3%)(图 2a, b),副矿物有锆石、磷灰石、榍石、磁铁矿等。边缘相具似斑状结构,主要矿物组成为石英(20%~25%)、钾长石(45%~50%)、斜长石(25%~30%,An=25~35)和黑云母(5%~8%),副矿物组成与主体花岗岩类似,其中钾长石常有钠长石净边(图 2c),斜长石可见环带结构(图 2d)。岩体各相带岩性较均一,未见有暗色镁铁质微粒包体发育。

2 样品与分析方法

选取太武山岩体主体岩性中细粒花岗岩(ZP-3)的典型样品进行锆石 U-Pb 同位素定年和 Hf 同位素组成分析,具体采样位置示于图 1,采样经纬度见表 1。在严格避免污染的条件下,对全岩样品进行破碎、淘洗和磁选分离出锆石精样,然后在双目镜下挑选出表面平整光洁,具不同长宽比、不同

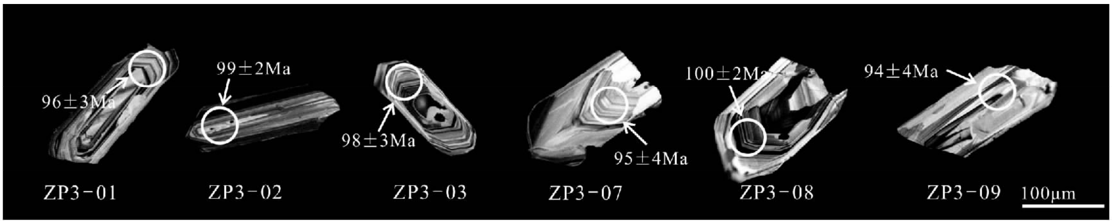

图 3　太武山花岗岩体代表性被测锆石的阴极发光图像、LA-ICP-MS 分析点位及$^{206}Pb/^{238}U$视年龄

Fig. 3　CL images, localities of the points for LA-ICP-MS measurements and the $^{206}Pb/^{238}U$ apparent ages of representative detected zircons from the Taiwushan granite pluton

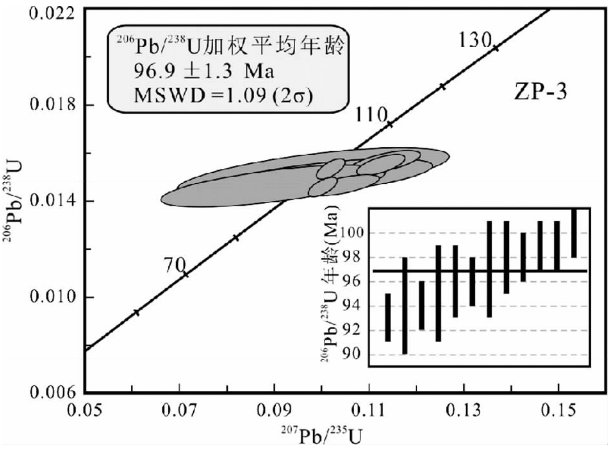

图 4　太武山花岗岩体锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 4　U-Pb concordia diagram for zircons of the Taiwushan granite pluton

柱面特征和颜色的锆石颗粒。将所挑选锆石排列于双面胶上，置于模具内，注入环氧树脂胶结，待其固结后抛光至锆石颗粒核部出露，制成样品靶以待测试。在分析之前先对锆石样品进行阴极发光（CL）内部结构照相，以作为分析时选点的依据。

锆石的 CL 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, USA）阴极荧光探头的扫描电镜（Quanta 400 FEG, USA）完成，锆石 U-Pb 测年和 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 公司生产的 ComPex102 准分子激光器（193nm ArF Excimer），采用 He 作为剥蚀物质的载气。U-Pb 年龄测定采用的等离子体质谱为 Agilent 公司生产的 7500a ICP-MS，激光剥蚀束斑直径为 30μm，采用国际标准锆石 91500 做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，并使用嵌入 Excel 的 ComPbCorr#3_15G 程序（Andersen，2002）来进行普通铅校正，年龄谐和图用 Isoplot 程序（ver. 2.49，Ludwig，2001）绘制。Lu-Hf 同位素分析所用仪器为英国 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 44μm，剥蚀频率为 10Hz，脉冲能量为 80mJ，剥蚀时间为 50s，实验过程中获得锆石 91500、GJ-1 和 MON-1 三个外标的$^{176}Hf/^{177}Hf$值分别为 0.282309 ± 0.000012（n = 24，2σ）、0.282022 ± 0.000016（n = 21，2σ）和 0.282738 ± 0.000008（n = 34，2σ），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，选出新鲜岩石样品，然后细碎至 200 目以上。ZP-3 样品的主量元素在南京大学现代分析中心利用 ARL9800XP + 型 X 射线荧光光谱仪测定，使用 $Li_2B_4O_7$ 和 $LiBO_2$（67：33）混合熔剂及加拿大 Glaisse 高温自动燃气熔样机制样，测试条件为：X 射线工作电压 40kV，电流 60mA，分析精度优于 5%；其余样品的主量元素由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 Thermo9900xp 型 X 射线荧光光谱仪测定，测试电压为 50kV，电流为 50mA，每个元素扫描时间 20s。相对于标准样品的测定值，相对误差在元素丰度 > 1.0% 时为 ± 1%，元素丰度 < 1% 时为 ± 10%。所有样品的微量和稀土元素均由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 Finnigan Element Ⅱ 型电感耦合等离子体质谱（ICP-MS）测定，相对标准偏差优于 5%，详细测试方法和流程见高剑峰等（2003）。

3　分析结果

3.1　锆石 U-Pb 年龄

表 1 中列出了太武山岩体锆石 U-Pb 年龄测定结果，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$^{206}Pb/^{238}U$视年龄示于图 3，图 4 为年龄谐和图。

太武山岩体被测锆石呈淡棕-棕黄色，透明-半透明，柱状或长柱状，长径大者可达 200 ~ 300μm，长宽比 2：1 ~ 3：1。CL 图像显示清晰的岩浆振荡环带（图 3），Th/U 比值高（=0.59 ~ 1.52，表 1），表明被测锆石为典型的岩浆结晶锆石（Corfu *et al.*，2003；Wu and Zheng，2004）。本次共获得 12 个有效锆石点测试数据，在$^{206}Pb/^{238}U$-$^{207}Pb/^{235}U$谐和图上，所测点均投影在谐和线上或位于谐和线附近（图 4），指示被测锆石未遭受明显的后期热事件影响。这 12 个锆石点的$^{206}Pb/^{238}U$年龄分布于 93 ~ 100Ma 之间，经计算获得的$^{206}Pb/^{238}U$年

表 1 太武山花岗岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of the Taiwushan granite pluton

序号	测点号	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)			
			$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$	
			比值	±1σ	比值	±1σ	比值	±1σ	年龄	±1σ	年龄	±1σ
样品号:ZP-3;岩性:中细粒花岗岩;采样地:隆教乡关头村;样品点经纬度:N24°16′08.5″ E118°04′17.8″												
1	ZP3-01	1.23	0.04949	0.00559	0.10289	0.01123	0.01508	0.00045	99	10	96	3
2	ZP3-02	0.89	0.04888	0.00299	0.1038	0.00597	0.0154	0.00034	100	5	99	2
3	ZP3-03	1.25	0.04962	0.00562	0.1045	0.01146	0.01527	0.00046	101	11	98	3
4	ZP3-05	1.11	0.0526	0.00462	0.10886	0.00917	0.01501	0.00039	105	8	96	2
5	ZP3-06	1.15	0.04698	0.00934	0.0983	0.01906	0.01517	0.00069	95	18	97	4
6	ZP3-07	1.16	0.04809	0.00811	0.09886	0.01629	0.01491	0.00056	96	15	95	4
7	ZP3-08	1.35	0.05262	0.00255	0.11336	0.00503	0.01562	0.00032	109	5	100	2
8	ZP3-09	1.52	0.04453	0.00801	0.08969	0.01576	0.01461	0.00058	87	15	94	4
9	ZP3-11	1.15	0.05269	0.00185	0.1126	0.00339	0.0155	0.00029	108	3	99	2
10	ZP3-14	1.18	0.04825	0.00125	0.10199	0.00199	0.01533	0.00028	99	2	98	2
11	ZP3-15	1.14	0.05191	0.00265	0.10476	0.00495	0.01464	0.0003	101	5	94	2
12	ZP3-16	0.59	0.04989	0.00133	0.10024	0.00205	0.01457	0.00027	97	2	93	2

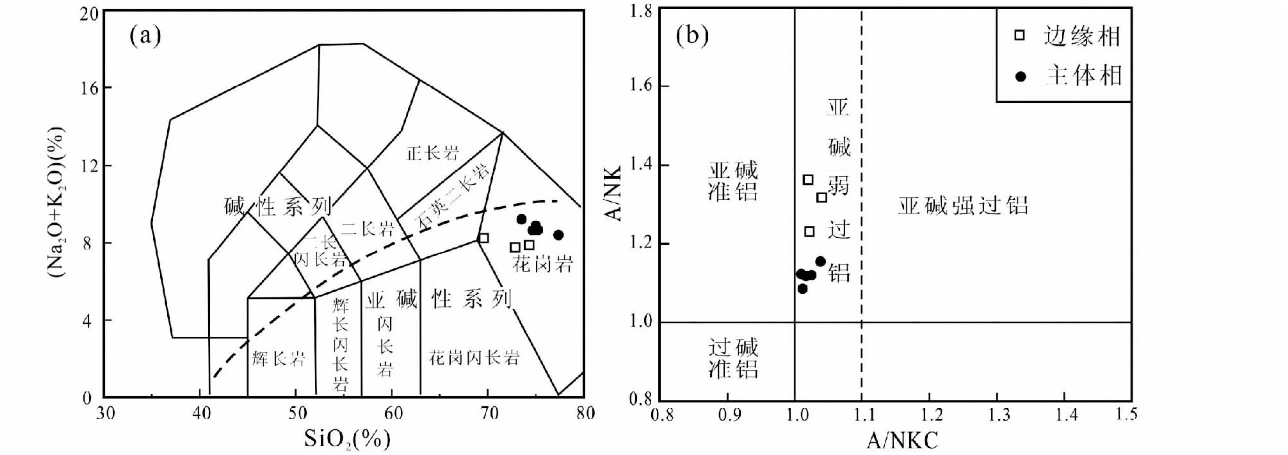

图 5 太武山花岗岩体 SiO_2-(K_2O+Na_2O)岩石分类图(a,底图据 Middlemost, 1994)及 A/NKC- A/NK 关系图解(b, 底图据 Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 5 SiO_2-(K_2O+Na_2O) diagram (a, after Middlemost, 1994) and A/NKC-A/NK plot (b, after Maniar and Piccoli, 1989) of the Taiwushan granite pluton

龄统计权重平均值为 96.9 ± 1.3Ma(MSWD = 1.09, 2σ),代表该岩体的形成年龄。这一年龄与福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的年龄(=91.5 ~96.1Ma,邱检生等,2008)相似,说明它们均为晚白垩世早期岩浆活动的产物。

3.2 主量元素

表 2 列出了太武山岩体的主量元素分析结果及经计算所得的相关参数。由表中数据可看出,太武山岩体主体岩性——中细粒花岗岩在主量元素组成上具有以下特征:①富硅,SiO_2 含量为 73.52% ~77.36%,分异指数高(D.I = 94.6 ~96.3),说明岩体经历了高程度的分异作用。②碱含量中等偏高(K_2O+Na_2O = 8.40% ~9.21%),富钾(K_2O = 4.40% ~5.39%,K_2O/Na_2O = 1.04 ~1.41),碱铝指数(AKI 值)变化于 0.87 ~0.92,在 SiO_2-(K_2O+Na_2O)关系图上,样品点落在亚碱性系列区(图 5a)。③弱过铝,A/NKC 值变化于 1.01 ~1.04,在 A/NKC-A/NK 图解上,样品点均落入亚碱弱过铝区(图 5b)。样品的 CIPW 标准矿物计算结果中均出现刚玉分子,但含量都在 1% 以下(表 2),与 S 型花岗岩强过铝(A/NKC > 1.1,CIPW 标准矿物计算结果中刚玉分子含量大于 1%,Chappell and White, 2001)的特点明显不同。④低铁、镁、钙、钛,贫磷,P_2O_5 含量基本均低于 0.10%,也不同于 S 型花岗岩,后者常具较高的 P_2O_5 含量(> 0.20%, Chappell, 1999)。

与主体相岩石相比,边缘相似斑状黑云母花岗岩的硅、碱含量均相对偏低(SiO_2 = 69.60% ~74.31%,K_2O+Na_2O = 7.76% ~8.24%,AKI = 0.73 ~0.81),K_2O/Na_2O 比值也略低

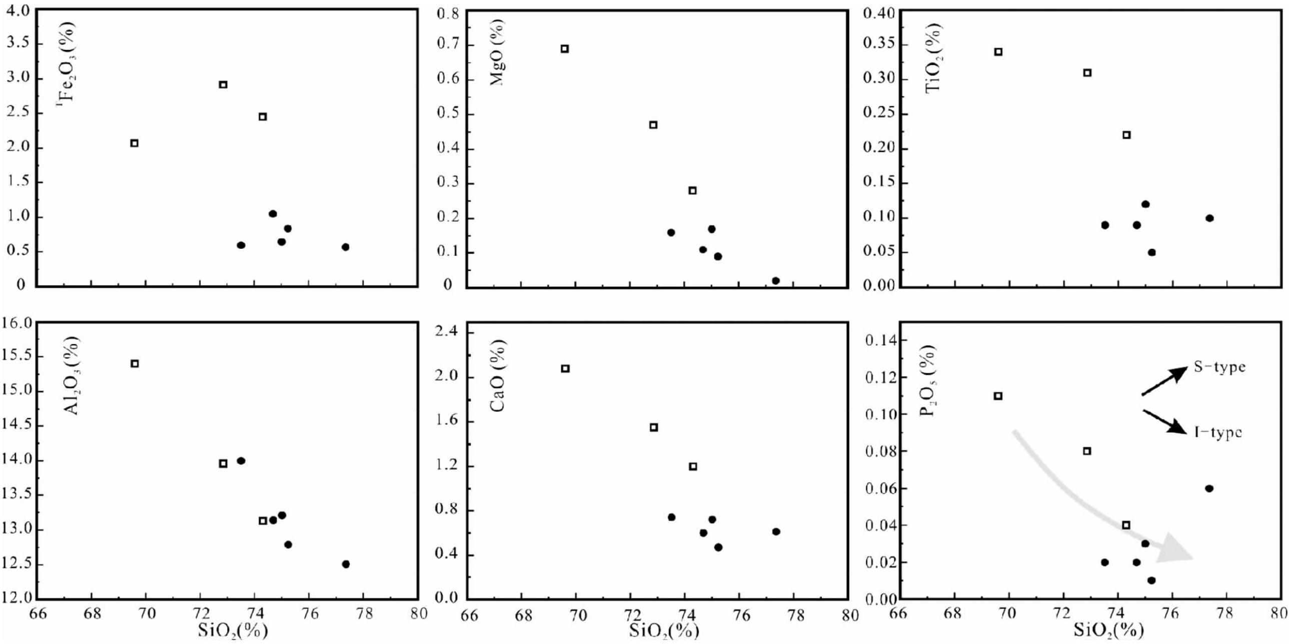

图 6 太武山花岗岩体主量元素组成变异图解

图例同图 5

Fig. 6 Major element variation diagrams for the Taiwushan granite pluton

Symbols are the same as those in Fig. 5

(0.95～1.09)，但均具有弱过铝(A/NKC = 1.02～1.04)和贫 P_2O_5(0.04%～0.11%)特征。在 SiO_2 对主要氧化物的变异图解中，整个岩体的 $Fe_2O_3{}^T$、MgO、Al_2O_3、TiO_2、CaO、P_2O_5 与 SiO_2 均呈不同程度的负相关(图 6)，这些成分变异特点与镁铁质矿物、斜长石、Ti-Fe 氧化物及磷灰石分离结晶所引起的成分演变趋势一致，说明分离结晶作用对太武山岩体岩浆成分的演化具有重要的制约作用，即边缘相为早期演化程度相对较低的岩浆侵位结晶形成，而岩体主体岩性则经历了进一步的分异演化。

表 2 太武山花岗岩体代表性样品主量元素含量(wt%)、CIPW 标准矿物及主要岩石化学参数

Table 2 Major element contents (wt%), CIPW-normative minerals and predominant petrochemical parameters of the representative samples from the Taiwushan pluton

岩相	主体相					边缘相		
岩性	中细粒花岗岩					似斑状黑云母花岗岩		
样品号	ZP-3	TWS-5	TWS-6	TWS-7	TWS-8	TWS-3	18522	18523
SiO_2	77.36	74.69	75.24	75.01	73.52	69.60	74.31	72.86
TiO_2	0.10	0.09	0.05	0.12	0.09	0.34	0.22	0.31
Al_2O_3	12.51	13.14	12.79	13.21	14.00	15.40	13.13	13.96
$Fe_2O_3{}^T$	0.57	1.05	0.84	0.65	0.60	2.07	2.45	2.91
MnO	0.06	0.10	0.07	0.02	0.04	0.07	0.09	0.08
MgO	0.02	0.11	0.09	0.17	0.16	0.69	0.28	0.47
CaO	0.61	0.60	0.47	0.72	0.74	2.08	1.20	1.55
Na_2O	3.71	4.23	4.24	3.82	3.82	4.22	3.77	3.88
K_2O	4.69	4.40	4.42	5.05	5.39	4.02	4.11	3.88
P_2O_5	0.06	0.02	0.01	0.03	0.02	0.11	0.04	0.08
烧失	0.76	0.52	0.38	0.32	0.38	0.61	0.09	/
总量	100.50	98.94	98.60	99.13	98.76	99.20	99.79	99.99
Q	36.84	32.35	33.12	32.12	29.38	24.83	33.88	31.67
Or	27.78	26.42	26.59	30.20	32.38	24.11	24.41	22.93
Ab	31.41	36.39	36.55	32.75	32.83	36.22	32.07	32.83
An	2.63	2.90	2.32	3.43	3.64	9.75	5.69	7.17
C	0.39	0.38	0.19	0.22	0.58	0.59	0.39	0.75
ALK	8.40	8.63	8.66	8.87	9.21	8.24	7.88	7.76
K/Na	1.26	1.04	1.04	1.32	1.41	0.95	1.09	1.00
AKI	0.89	0.89	0.92	0.89	0.87	0.73	0.81	0.76
A/NKC	1.02	1.02	1.01	1.01	1.04	1.02	1.02	1.04
D. I.	96.0	95.2	96.3	95.1	94.6	85.2	90.4	87.4

注：ALK = $K_2O + Na_2O$；K/Na = K_2O/Na_2O；AKI = $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$(分子比)；A/NKC = $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$(分子比)；D. I-分异指数．样品 18522 和 18523 数据引自福建省地质局(1977①)

3.3 稀土及微量元素

表 3 列出了太武山岩体代表性样品的稀土和微量元素分析结果。由表中数据可看出，岩体主体岩性——中细粒花岗岩的稀土总量中等偏低，$\sum REE = 71.7\times10^{-6} \sim 131.0\times10^{-6}$；富轻稀土，LREE/HREE = 2.22～10.91，$(La/Yb)_N$ = 1.87～9.66，其中轻稀土较重稀土分馏更为明显，$(La/Sm)_N$ 及 $(Gd/Yb)_N$ 值分别为 1.59～4.96 和 0.82～1.23，稀土配分型式呈明显的右倾斜型(图 7a)，不同于典型 S 型花岗岩常表现出的“海鸥型”稀土配分型式(徐克勤等，1989)。边缘相似斑状黑云母花岗岩的稀土总量略高(136.2×10^{-6})，轻、重稀土的分馏程度均更明显(LREE/HREE = 12.22，$(La/Yb)_N$ = 12.28)，且从边缘相到主体相，铕负异常显著增强(二者的 Eu/Eu* 值分别为 0.85 和 0.04～0.62)。上述稀土

---

① 福建省地质局. 1977. 泉州幅、厦门幅 1：20 万区域地质调查报告(内部资料)

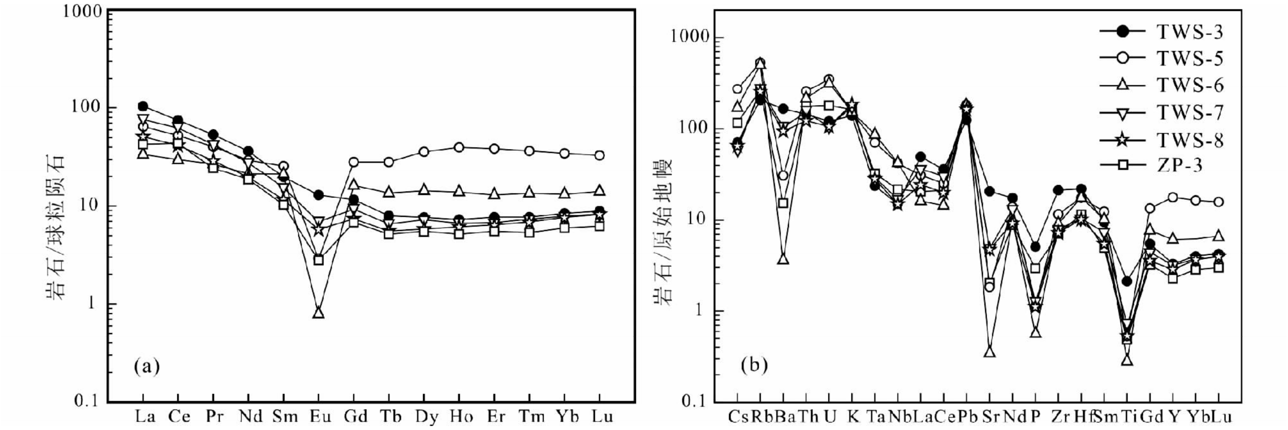

图7 太武山花岗岩体稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(a, 标准化值据 Boynton, 1984)及微量元素原始地幔标准化蛛网图(b,标准化值据 McDonough and Sun, 1995)

Fig. 7 Chondrite-normolized REE distribution patterns (a, normalization values after Boynton, 1984) and primitive mantle-normalized spidergrams (b, normalization values after McDonough and Sun, 1995) of the Taiwushan granite pluton

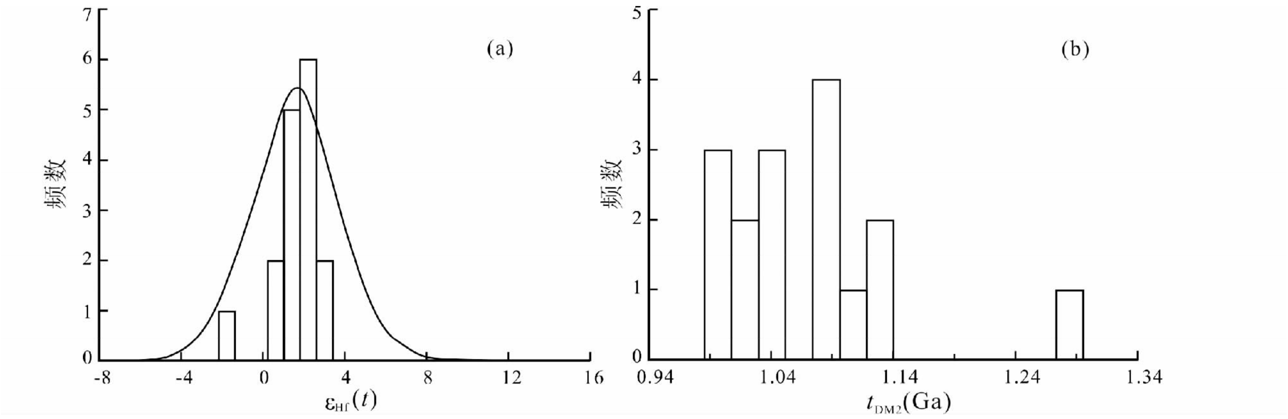

图8 太武山花岗岩体锆石 $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 值(a)和二阶段 Hf 模式年龄(t_{DM2})频率分布直方图(b)

Fig. 8 Histograms of zircon $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ values (a) and two-stage Hf model ages (t_{DM2}) (b) for the Taiwushan granite pluton

元素的变异趋势指示在太武山岩体岩浆演化过程中伴随有富轻稀土矿物(如磷灰石)和斜长石的分离结晶作用,这与主量元素演变趋势所指示的矿物分离结晶作用特点一致。

在原始地幔标准化蛛网图(图7b)上,太武山岩体明显富集 Cs、Rb、U、Th、Pb,贫 Ba、Sr、P、Ti。边缘相岩石的 Rb/Sr 和 Rb/Ba 比值分别为 0.30 和 0.11,而岩体主体岩性中细粒花岗岩的 Rb/Sr 和 Rb/Ba 比值显著偏高,其值分别为 1.63 ~ 44.67 和 0.24 ~ 13.16,且主体相岩石 Ba、Sr、P、Ti 等元素的亏损明显增强(图7b),也指示自边缘相至主体相,岩浆经历了显著的分异演化。

3.4 Hf 同位素组成

对已测锆石 U-Pb 年龄的样品进行了原位锆石 Hf 同位素组成测定,表4 中列出了测定结果及计算的相关参数。由表中数据可看出,被测锆石的 $^{176}\mathrm{Hf}/^{177}\mathrm{Hf}$ 比值变化于 0.282673 ~ 0.282794,$\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 为 −1.44 ~ 2.78,散布于正值与负值之间(图8a)。在 t-$\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 关系图上,样品点均落在东华夏地块基底演化域之上(图9),且位于球粒陨石均一储库(CHUR)附近,其二阶段 Hf 模式年龄(t_{DM2})变化于 0.98 ~ 1.25Ga(图8b),平均为 1.06Ga,较之华夏地块基底年龄(主要为 1.80 ~ 2.20Ga,陈江峰等,1999)显著偏低,指示成岩过程中应有显著的亏损地幔组分参与,相邻的漳浦复式岩体及福建北东沿海的高分异 I 型花岗岩均具有类似的锆石 Hf 同位素组成特征(邱检生等,2008,2012,图9)。

4 讨论

4.1 岩体成因类型归属

花岗岩成因类型的判定是花岗岩研究的最重要基础问题,自 20 世纪 70 年代以来,以花岗岩物质来源为基础的分类方案受到普遍推崇,先后提出过多种方案,其中最具影响的首推 Chappell and White (1974)提出的 I 型与 S 型分类方

表 3　太武山花岗岩体微量及稀土元素含量（$\times 10^{-6}$）

Table 3　Trace and rare earth element concentrations ($\times 10^{-6}$) of the Taiwushan granite pluton

岩相	主体相					边缘相
样品号	ZP-3	TWS-5	TWS-6	TWS-7	TWS-8	TWS-3
La	13.30	20.05	10.47	23.56	15.85	32.17
Ce	35.38	42.36	24.19	50.43	33.70	60.60
Pr	2.97	4.94	3.30	5.19	3.56	6.51
Nd	11.22	17.72	12.76	16.74	11.80	21.83
Sm	2.01	5.04	4.14	2.99	2.27	3.87
Eu	0.20	0.21	0.06	0.51	0.42	0.95
Gd	1.76	7.33	4.20	2.41	1.92	3.01
Tb	0.25	1.34	0.64	0.31	0.26	0.38
Dy	1.78	11.57	4.60	2.34	1.88	2.48
Ho	0.37	2.86	1.00	0.48	0.44	0.52
Er	1.16	8.09	2.73	1.43	1.35	1.62
Tm	0.17	1.19	0.44	0.24	0.22	0.25
Yb	1.25	7.23	2.76	1.64	1.61	1.77
Lu	0.20	1.07	0.45	0.27	0.27	0.29
∑REE	72.0	131.0	71.7	108.5	75.6	136.2
LREE/HREE	9.36	2.22	3.27	10.91	8.50	12.22
$(La/Yb)_N$	7.15	1.87	2.56	9.66	6.65	12.28
$(La/Sm)_N$	4.16	2.50	1.59	4.96	4.39	5.23
$(Gd/Yb)_N$	1.13	0.82	1.23	1.18	0.96	1.37
Eu/Eu^*	0.33	0.11	0.04	0.58	0.62	0.85
Cs	2.45	5.72	3.57	1.21	1.37	1.49
Rb	159	322	306	168	154	124
Sr	39.8	36.2	6.85	95.9	94.5	410
Ba	99	200	23.3	686	624	1091
U	3.65	7.11	6.39	2.13	2.15	2.46
Th	13.98	20.44	17.10	12.17	9.74	11.42
Pb	25.75	28.05	28.11	24.89	24.99	18.70
Y	9.80	76.31	26.33	13.62	12.30	14.06
Ga	13.05	21.03	19.48	17.65	16.84	21.30
Nb	14.25	27.81	28.16	11.15	9.79	9.85
Ta	1.20	2.63	3.22	1.08	1.04	0.88
Zr	74.9	122	95.7	83.0	76.2	223
Hf	3.26	4.97	5.02	2.95	2.89	6.21
Rb/Sr	4.00	8.89	44.67	1.75	1.63	0.30
Rb/Ba	1.61	1.61	13.16	0.24	0.25	0.11
Th/U	3.83	2.87	2.68	5.71	4.53	4.64
$10^4 \times Ga/Al$	1.97	3.02	2.88	2.52	2.27	2.61
Zr + Nb + Ce + Y	134	268	174	158	132	308
T_{Zr}(℃)	727	764	744	732	726	809

注：T_{Zr}为据 Watson and Harrison (1983)方法计算的锆石饱和温度

案，他们认为 I 型花岗岩是由未经地表风化作用的火成岩部分熔融的产物，而 S 型花岗岩则是由经历过地表风化作用的沉积物质部分熔融形成。Pitcher (1982)认为自然界中有少数花岗岩可能是地幔岩浆直接分异的产物，称为 M 型花岗岩。Loiselle and Wones (1979)提出了 A 型花岗岩概念，尽管这一花岗岩类型并非从物质来源角度提出的，但因其具有明确的指示拉张构造背景意义，因而也受到广泛重视，众多学者先后对这类花岗岩的岩石学特征及其识别标志（Whalen *et al.*, 1987; Sylvester, 1989; Eby, 1990; Frost and Frost, 2011）、岩石学亚类的进一步划分（Eby, 1992; 洪大卫等，

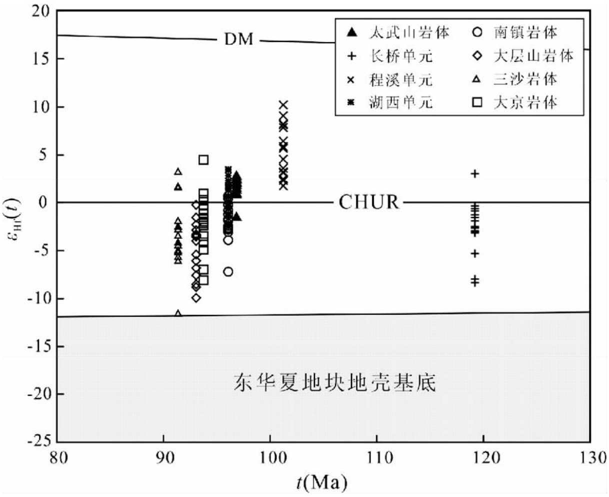

图 9　太武山花岗岩体 t-$\varepsilon_{Hf}(t)$关系图及其与福建沿海相关岩体对比

长桥、程溪和湖西资料据邱检生等(2012)；南镇、大层山、三沙和大京资料据邱检生等(2008)；东华夏地块地壳基底演化域据 Xu *et al.* (2007)

Fig. 9　t-$\varepsilon_{Hf}(t)$ diagram of the Taiwushan granite pluton and comparison with related intrusions in the coastal area of Fujian province

Zircon Hf isotopic compositions for granitic plutons of Changqiao, Chengxi and Huxi after Qiu *et al.* (2012), and those for Nanzhen, Dacengshan, Sansha and Dajing after Qiu *et al.* (2008). The evolutionary area of crustal basement in eastern Cathaysia Block is after Xu *et al.* (2007)

表 4　太武山花岗岩体锆石 Hf 同位素分析结果

Table 4　Zircon Hf isotopic compositions of the Taiwushan granite pluton

样品号	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2σ	$\varepsilon_{Hf}(t)$	t_{DM2} (Ga)
ZP3-01	0.068686	0.002088	0.282792	0.000066	2.71	0.99
ZP3-02	0.077138	0.002407	0.282771	0.000048	1.95	1.03
ZP3-03	0.054510	0.001693	0.282785	0.000064	2.49	1.00
ZP3-04	0.101655	0.003072	0.282780	0.000076	2.23	1.02
ZP3-05	0.068034	0.002168	0.282794	0.000046	2.78	0.98
ZP3-06	0.061675	0.002014	0.282785	0.000056	2.47	1.00
ZP3-07	0.064382	0.002103	0.282758	0.000052	1.51	1.06
ZP3-08	0.060274	0.002026	0.282769	0.000050	1.90	1.04
ZP3-09	0.069296	0.002170	0.282746	0.000078	1.08	1.09
ZP3-10	0.102086	0.003216	0.282759	0.000028	1.47	1.06
ZP3-11	0.107334	0.003438	0.282777	0.000052	2.10	1.02
ZP3-12	0.131314	0.004090	0.282759	0.000052	1.42	1.07
ZP3-13	0.038248	0.001191	0.282673	0.000036	−1.44	1.25
ZP3-14	0.410016	0.012089	0.282758	0.000050	0.87	1.10
ZP3-15	0.071399	0.002392	0.282741	0.000050	0.89	1.10
ZP3-16	0.297999	0.008703	0.282764	0.000058	1.30	1.08

注：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 $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$ a (Scherer *et al.*, 2001)，球粒陨石(CHUR)的 $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0332$，$^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282772$ (Blichert-Toft and Albarède, 1997)，亏损地幔(DM)的 $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0384$，$^{176}Hf/^{177}Hf = 0.28325$ (Vervoort and Blichert-Toft, 1999)；大陆平均地壳(CC)的 $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$ (Griffin *et al.*, 2002)

1995),以及岩石成因与构造意义等(Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Creaser *et al.*, 1991; Qiu *et al.*, 2004; Sears *et al.*, 2005; Bonin, 2007; Wong *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2012; Yang *et al.*, 2012; 洪大卫等, 1987; 邱检生等, 1999, 2000;蒋少涌等, 2008)进行了广泛深入的研究。

由于自然界中M型花岗岩极少,因此对I、S和A型花岗岩的判定备受关注,不同学者先后从不同角度提出过多种判别准则(Chappell and White, 1974, 2001; Whalen *et al.*, 1987; Chappell, 1999; Frost and Frost, 2011; 洪大卫等, 1995),如从矿物组成上,角闪石、堇青石和碱性暗色矿物的出现被认为是判定I型、S型和A型花岗岩最有效的矿物学标志(吴福元等,2007),此外,一系列地球化学图解也广泛应用于上述花岗岩成因类型判别中(Whalen *et al.*, 1987; Sylvester, 1989; Eby, 1990, 1992; Frost *et al.*, 2001)。但对于经历高程度分异演化的花岗岩,由于其矿物组成和化学成分都趋近于低共结的花岗岩,使得利用已有的一些标志难以进行有效判定,为此,对这类花岗岩往往需要结合岩石学、矿物学和地球化学等多种证据进行综合判别(Chappell and White, 1992; Chappell, 1999; Wu *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2007; 吴福元等,2007)。

就太武山岩体而言,其花岗岩具弱过铝特性,A/NKC值均小于1.1,CIPW标准矿物计算结果中刚玉分子含量都在1%以下,岩石矿物组合中未见白云母、堇青石和石榴石等富铝矿物出现,不同于S型花岗岩的强过铝特征。Chappell (1999)认为分异的S型花岗岩A/NKC值也可能低于1.1,因此对高分异花岗岩成因类型判别还需结合其他证据。研究表明,在强过铝的S型花岗质岩浆中,磷灰石的高溶解度使得其主要呈不饱和状态,因而P_2O_5含量随着分异演化作用的进行而升高(Wolf and London, 1994),同时会伴随着微量元素Th、Y含量相应的降低。太武山花岗岩体的P_2O_5含量普遍较低,基本均低于0.10%,且具有随分异作用增强而降低的变异趋势(图6),同时Th、Y与Rb之间具有一定的正消长演化关系,这些特征与S型花岗岩的演化特点明显不同,因此可排除岩体属于S型花岗岩的可能,其成因类型或为A型花岗岩或为高分异的I型花岗岩。

Whalen *et al.* (1987)提出了一系列以Ga/Al($\times 10^4$)值为基础的判别图解,用于判别A型花岗岩和其它类型的花岗岩,认为A型花岗岩以Ga/Al($\times 10^4$)>2.6区别于其它类型花岗岩。从表3中数据可以看出,太武山岩体Ga/Al($\times 10^4$)变化于1.97~3.02,显然用这一指标很难判定其成因类型是属于I型还是属于A型花岗岩,但太武山岩体具有一系列明显不同于A型花岗岩的化学组成特征,如:(1)岩体的碱铝指数(AKI值)变化于0.87~0.92,低于A型花岗岩的平均值(=0.95, Whalen *et al.*,1987)。(2)Zr、Nb、Ce、Yb等高场强元素含量较低,Zr+Nb+Ce+Y变化于132×10^{-6}~308×10^{-6},低于A型花岗岩下限值(350×10^{-6}, Whalen *et al.*, 1987)。在(Zr+Nb+Ce+Y) vs. (K_2O+Na_2O)/CaO判别图解中,岩体主体岩性均落入分异的I型花岗岩区(图10)。(3)尽管对于A型花岗岩的成因仍存在着广泛的争议,但普遍认为其形成于高温环境(Clemens *et al.*, 1986; 吴福元等, 2007)。根据Watson and Harrison(1983)提出的锆石饱和温度计,计算出太武山岩体的锆石饱和温度为726~809℃,与福建北东沿海高分异I型花岗岩的形成温度(730~779℃,邱检生等,2008)相似,而明显低于闽浙沿海魁歧(817~885℃,据Qiu *et al.*, 2004资料计算)、太姥山(816~850℃,作者未刊资料)和瑶坑(873~921℃,肖娥等,2007)等典型A型花岗岩。综上所述,我们认为太武山岩体应属高分异的I型花岗岩。

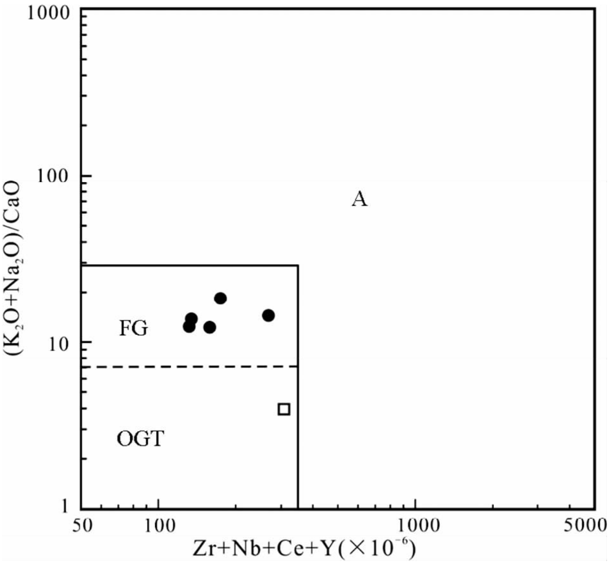

图10 太武山花岗岩体(Zr+Nb+Ce+Y)-(K_2O+Na_2O)/CaO关系图(底图据Whalen *et al.*, 1987)

OGT-I、S和M型花岗岩区;FG-分异的I型花岗岩区;A-A型花岗岩区. 图例同图5

Fig. 10 (Zr+Nb+Ce+Y) vs. (K_2O+Na_2O)/CaO diagram of the Taiwushan granite pluton (after Whalen *et al.*, 1987)

OGT-Field for I-, S- and M- type granitoids; FG-field for fractionated I-type granitoids; A-field for A-type granitoids. Symbols are the same as those in Fig. 5

4.2 成岩过程

近年来,幔源组分在花岗成岩过程中的重要性与普遍性已越来越多地得到证实,它不仅为成岩提供物源,更重要的是为地壳物质熔融产生花岗质岩浆提供热源(Bergantz, 1989; Petford *et al.*, 2000; Zhou and Li, 2000; Annen and Sparks, 2002, 王德滋和周新民,2002; 周新民, 2007)。一般认为幔源组份可通过两种方式参与成岩,其一为幔源组分诱发地壳物质部分熔融产生长英质岩浆,并与其发生混合直接参与花岗岩的形成(Griffin *et al.*, 2002; Belousova *et al.*, 2006；Kemp *et al.*，2007；Yang *et al.*，2007；Li *et al.*，2012a；Zhao *et al.*，2010，2012）；另一种为幔源组分通过底侵方式形成初生地壳，然后在后期热事件的影响下，这种初生地壳再发生部分熔融形成花岗岩（Pitcher *et al.*，1985；Jahn *et al.*，2000；Wu *et al.*，2006；Zheng *et al.*，2007）。就太武山岩体而言，其在空间上位于漳浦复式花岗岩体东缘，侵位时间与漳浦复式岩体中的湖西花岗闪长岩相近（为 96Ma，邱检生等，2012），指示两者深部可能连为一体，共同构成一复式大岩基。漳浦复式花岗岩体的野外地质和 Nd-Hf 同位素组成特征均指示其最可能为壳幔岩浆混合成因，结合太武山岩体锆石 $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 值散布于正值与负值之间的特点，我们认为幔源组分也应是通过与其诱发地壳物质熔融产生的长英质岩浆混合的方式参与成岩。

幔源组分通过壳幔岩浆混合的方式参与太武山岩体的形成也得到以下证据的支持：（1）华夏地块基底年龄主要为早、中元古代（沈渭洲等，1993；陈江峰等，1999），Xu *et al.*（2007）通过河流碎屑锆石研究，进一步指出东华夏地块基底主体形成于早元古代（1.85～1.87Ga，2.10～2.40Ga），因此，太武山岩体（基底归属于东华夏地块）偏年轻的 Hf 模式年龄（0.98～1.25Ga）并不对应于区域的地壳生长事件，而更可能是底侵的玄武质岩浆与其诱发地壳熔融产生的长英质岩浆相混合所致。（2）已有的闽浙沿海晚中生代花岗岩的 $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 值普遍具有较大的变化范围（图 9），如福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的 $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 值介于 $-11.6\sim4.5$（邱检生等，2008），福建东南部漳浦复式岩体中长桥、程溪和湖西三单元岩石的 $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 值分别为 $-8.3\sim+3.0$、$+1.7\sim+10.2$ 和 $-2.5\sim+3.5$（邱检生等，2012）。众多的研究表明，锆石 U-Pb 年龄均一，而其 $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 值散布范围大的特点指示其寄主岩应经历不同来源岩浆的混合过程（Griffin *et al.* 2002；Belousova *et al.*，2006；Yang *et al.*，2007；Zhao *et al.*，2010，2012）。（3）闽浙沿海晚中生代岩浆作用过程中的壳幔岩浆混合作用已有大量文献记述（Dong *et al.*，1998；Xu *et al.*，1999；周金城等，1994；王德滋和谢磊，2008；董传万等，2009；刘亮等，2011），充分说明壳幔岩浆混合作用在区内燕山晚期岩浆活动中的普遍性。尽管太武山岩体中缺乏镁铁质包体等直接指示壳幔岩浆混合作用的证据，但研究表明，当在地壳较深部位，由于处于较高的温度、压力环境，由幔源基性岩浆底侵诱发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）。

太武山岩体富 Si，贫 Ca、Mg、Fe，亏损 Ba、Sr、P、Ti 和 Eu，这些地球化学组成特征说明在地壳深部形成的壳幔混源岩浆在随后的演化过程中又经历了进一步的分离结晶作用。由边缘相到主体相，暗色矿物黑云母含量减少，岩石的 SiO_2 含量及 Rb/Sr、Rb/Ba 比值升高，CaO、MgO 和 $Fe_2O_3{}^T$ 含量显著降低，Ba、Sr、P、Ti、Eu 的亏损也愈加强烈，这些变异趋势也指示二相带岩石应为同一原始岩浆经结晶分异演化形成。根据造岩矿物中上述微量元素分配系数的大小（Arth，1976；Hanson，1978；Green and Pearson，1986），Ba、Sr、Eu 的亏损指示成岩过程中发生了斜长石的分离结晶，而 P 和 Ti 的亏损则分别与磷灰石及含钛矿物（如钛铁矿、榍石等）的分离结晶有关（Raith，1995；Wu *et al.*，2003）。自边缘相至主体相，岩石的轻稀土含量和轻重稀土比值均降低，这一演化趋势极可能与成岩过程中富轻稀土矿物（如磷灰石、褐帘石、独居石等）的分离结晶有关，由于岩浆体系中褐帘石和独居石的分离会引起 Th/U 比值的明显下降（Bea *et al.*，1994；Ewart and Griffin，1994），而太武山岩体自边缘相至主体相，岩石的 Th/U 比值（分别为 4.64 和 2.68～5.71，表 3）并未明显降低，因此，上述稀土元素成分变异应是磷灰石的分离结晶所致，这与自边缘相至主体相，岩石的 P_2O_5 含量显著降低的特点相吻合。综上所述，太武山岩体的形成应经历了二阶段的成岩过程，即幔源岩浆与其诱发地壳物质熔融形成的长英质岩浆首先在地壳深部混合形成壳幔混源岩浆，随后这一壳幔混合岩浆又经进一步的分离结晶作用并最终固结成岩。

5 结论

（1）太武山岩体主体岩性为中细粒花岗岩，其锆石 U-Pb 年龄为 96.9±1.3Ma，属晚白垩世早期岩浆活动产物。

（2）太武山岩体各相带岩石均具有富硅、亚碱、弱过铝特征，岩石的 Rb/Sr、Rb/Ba 比值高，并富 Cs、Rb、Th、U、Pb，贫 Ba、Sr、P、Ti、Eu。从边缘相到主体相，岩石分异演化程度明显增高。岩体的 AKI 值、Zr+Nb+Ce+Y 含量及锆石饱和温度较之 A 型花岗岩均显著偏低。其 P_2O_5 随 SiO_2 增加而降低，Th、Y 与 Rb 之间则表现出一定的正消长演化关系，综合地质地球化学资料指示，太武山岩体应属高分异的 I 型花岗岩。

（3）太武山岩体的锆石 $\varepsilon_{\mathrm{Hf}}(t)$ 值散布于正值与负值之间（$-1.44\sim2.78$），二阶段 Hf 模式年龄（0.98～1.25Ga，平均为 1.06Ga）低于东华夏地块基底年龄，指示成岩过程中应有显著的亏损地幔组分参与。综合分析表明，该岩体的形成首先经历了幔源岩浆与其诱发地壳物质熔融产生的长英质岩浆在地壳深部混合，随后这一混合岩浆又经进一步分异演化的二阶段成岩过程。

References

Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chemical Geology, 192(1-2): 59-79

Annen C and Sparks RSJ. 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. Earth and Planetary Science Letters, 203(3-4): 937-955

Arth JG. 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes: A summary of theoretical models and their applications. Journal of Research of U. S. Geological Survey, 4(1): 41 – 47

Bea F, Pereira MD and Stroh A. 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). Chemical Geology, 117(1 – 4): 291 – 312

Belousova EA, Griffin WL and O'Reilly SY. 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: Examples from Eastern Australian granitoids. Journal of Petrology, 47(2): 329 – 353

Bergantz GW. 1989. Underplating and partial melting: Implications for melt generation and extraction. Science, 245(4922): 1093 – 1095

Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth and Planetary Science Letters, 148(1 – 2): 243 – 258

Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, 97(1 – 2): 1 – 29

Boynton WV. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P (ed.). Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 63 – 144

Chappell BW and White AJR. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8: 173 – 174

Chappell BW and White AJR. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83(1 – 2): 1 – 26

Chappell BW. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46(3): 535 – 551

Chappell BW and White AJR. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48(4): 489 – 499

Chen CH, Lin W, Lan CY and Lee CY. 2004. Geochemical, Sr and Nd isotopic characteristics and tectonic implications for three stages of igneous rock in the Late Yanshanian (Cretaceous) orogeny, SE China. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 95(1): 237 – 248

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. Journal of Nanjing University (Natural Sciences), 35(6): 649 – 658 (in Chinese with English abstract)

Clemens JD, Holloway JR and White AJR. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. American Mineralogist, 71: 317 – 24

Collins WJ, Beams SD, White AJR and Chappell BW. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80(2): 189 – 200

Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PWO and Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53(1): 469 – 500

Creaser RA, Price RC and Wormald RJ. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. Geology, 19(2): 163 – 166

Dong CW, Li WX, Chen XM, Xu XS and Zhou XM. 1998. Late Mesozoic magma mixing in SE-Fujian: Petrologic evidence from the Pingtan igneous complex. Progress in Natural Science, 8(2): 196 – 201

Dong CW, Shen ZY, Du ZY, Yang YF and Gu HY. 2009. A new case of Late Mesozoic magma mixing in eastern Zhejiang: Discovery of the Ruao enclave swarms, Xinchang County and its geological implication. Journal of Zhejiang University (Science Edition), 36(2): 224 – 230 (in Chinese with English abstract)

Eby GN. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos, 26(1 – 2): 115 – 134

Eby GN. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20(7): 641 – 644

Ewart A and Griffin WL. 1994. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. Chemical Geology, 117(1 – 4): 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

Frost BR, Barnes CG, Collins WJ, Arculus RJ, Ellis DJ and Frost CD. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42(11): 2033 – 2048

Frost CD and Frost BR. 2011. On ferroan (A-type) granitoids: Their compositional variability and modes of origin. Journal of Petrology, 52(1): 39 – 53

Gao JF, Lu JJ, Lai MY, Lin YP and Pu W. 2003. Analysis of trace elements in rock samples using HR-ICPMS. Journal of Nanjing University (Natural Sciences), 39(6): 844 – 850 (in Chinese with English abstract)

Green TH and Pearson NJ. 1986. Rare earth element partitioning between titanite and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. Chemical Geology, 74: 201 – 216

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(3 – 4): 237 – 269

Hanson GN. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters, 38(1): 26 – 43

Hong DW, Guo WJ, Li GJ, Kang W and Xu HM. 1987. Petrology of the Miarolitic 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, Wang SG, Han BF and Jin MY. 1995. Tectonic setting classifications and discrimination criteria for alkaline granites. Science in China (Series B), 25(4): 418 – 426 (in Chinese)

Jahn BM, Wu FY and Chen B. 2000. Granitoids of the Central Asian orogenic belt and continental growth in the Phanerozoic. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 91(1 – 2): 181 – 193

Jiang SY, Zhao KD, Jiang YH and Dai BZ. 2008. Characteristics and genesis of Mesozoic A-type granites and associated mineral deposits in the southern Hunan and northern Guangxi provinces along the Shi-Hang Belt, South China. Geological Journal of China Universities, 14(4): 283 – 294 (in Chinese with English abstract)

Jiang XL. 1991. A tentative discussion on the geochemical characters and tectonic setting of alkali-rich granites in the coastal area of east Zhejiang. Acta Petrologica et Mineralogica, 10(2): 144 – 153 (in Chinese with English abstract)

Kemp AIS, Hawkesworth CJ, Foster GJ, Paterson BA, Woodhead JD, Hergt JM, Gray CM and Whitehouse MJ. 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. Science, 315(5814): 980 – 983

Li H, Ling MX, Li CY, Zhang H, Ding X, Yang XY, Fan WM, Li YL and Sun WD. 2012. A-type granite belts of two chemical subgroups in central eastern China: Indication of ridge subduction. Lithos, 150: 26 – 36

Li XH, Li WX and Li ZX. 2007. On the genetic classification and tectonic implications of the Early Yanshanian granitoids in the Nanling Range, South China. Chinese Science Bulletin, 52(14): 1873 – 1885

Li Z, Qiu JS and Xu XS. 2012a. Geochronological, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on petrogenesis of Late Mesozoic gabbro-granite complexes on the southeast coast of Fujian, South China: Insights into a depleted mantle source region and crust-mantle interactions. Geological Magazine, 149(3): 459 – 482

Li Z, Qiu JS and Zhou JC. 2012b. Geochronology, geochemistry, and Nd-Hf isotopes of Early Palaeozoic-Early Mesozoic I-type granites from the Hufang composite pluton, Fujian, South China: Crust-mantle interactions and tectonic implications. International Geology Review, 54(1): 15 – 32

Liu L, Qiu JS and Li Z. 2011. Zircon U-Pb age and Hf isotopic compositions of quartz monzonite and enclosed mafic enclaves in

Muchen pluton, Zhejiang Province: Tracing magma mixing in their petrogenesis. Geological Review, 57(3): 327 – 336 (in Chinese with English abstract)

Liu Q, Yu JH, Wang Q, Su B, Zhou MF, Xu H and Cui X. 2012. Ages and geochemistry of granites in the Pingtan-Dongshan Metamorphic Belt, Coastal South China: New constraints on Late Mesozoic magmatic evolution. Lithos, 150: 268 – 286

Loiselle MC and Wones DR. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geology Society American Abstract Program, 11: 468

Ludwig KR. 2001. Isoplot/Ex (rev. 2. 49): A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, No. 1: 1 – 58

Ma LF. 2002. Geological Atlas of China. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 348 (in Chinese)

Maniar PD and Piccoli PM. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101(5): 635 – 643

Martin H, Bonin B, Capdevila R, Jahn BM, Lameyre J and Wang YX. 1994. The Kuiqi peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and geochemistry. Journal of Petrology, 35(4): 983 – 1015

McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120(3 – 4): 223 – 253

Middlemost EAK. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews, 37(3 – 4): 215 – 224

Petford N, Cruden AR, McCaffrey KJW and Vigneresse JL. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature, 408(6813): 669 – 673

Pitcher WS. 1982. Granite type and tectonic environment. In: Hsü KJ (ed.). Mountain Building Processes. London: Academic Press, 19 – 40

Pitcher WS, Atherton MD, Cobbing EJ and Beckinsale RD. 1985. Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes. Glasgow: Blackie-Halsted Press, 1 – 328

Qiu JS, Wang DZ and McInnes BIA. 1999. Geochemistry and petrogenesis of the I- and A-type composite granite masses in the coastal area of Zhejiang and Fujian provinces. Acta Petrologica Sinica, 15(2): 237 – 246 (in Chinese with English abstract)

Qiu JS, Wang DZ, Kanisawa S and McInnes BIA. 2000. Geochemistry and petrogenesis of aluminous A type granites in the coastal area of Fujian Province. Geochimica, 29(4): 313 – 321 (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(1): 227 – 236

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 (in Chinese with English abstract)

Qiu JS, Li Z, Liu L and Zhao JL. 2012. Petrogenesis of the Zhangpu composite granite pluton in Fujian Province: Constraints from zircon U-Pb ages, elemental geochemistry and Nd-Hf isotopes. Acta Geologica Sinica, 86(4): 561 – 576 (in Chinese with English abstract)

Raith JG. 1995. Petrogenesis of the Concordia granite gneiss and its relation to W-Mo mineralization in western Namaqualand, South Africa. Precambrian Research, 70(3 – 4): 303 – 335

Scherer E, Münker C and Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. Science, 293(5530): 683 – 687

Sears JW, St George GM and Winne JC. 2005. Continental rift systems and anorogenic magmatism. Lithos, 80(1 – 4): 147 – 154

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. Journal of Geology, 97(3): 261 – 281

Vervoort JD and Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(3 – 4): 533 – 556

Wang DZ and Zhou XM. 2002. Petrogenesis of the Late Mesozoic Granitic Volcanic-Intrusive Complex in Southeastern China and Their Implications to Crustal Evolution. Beijing: Science Press, 1 – 295 (in Chinese)

Wang DZ and Xie L. 2008. Magma mingling: Evidence from enclaves. Geological Journal of China Universities, 14(1): 16 – 21 (in Chinese with English abstract)

Watson EB and Harrison TM. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters, 64(2): 295 – 304

Whalen JB, Currie KL and Chappell BW. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4): 407 – 419

Wolf MB and London D. 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(19): 4127 – 4245

Wong J, Sun M, Xing GF, Li XH, Zhao GC, Wong K, Yuan C, Xia XP, Li LM and Wu FY. 2009. Geochemical and zircon U-Pb and Hf isotopic study of the Baijuhuajian metaluminous A-type granite: Extension at 125 ~ 100Ma and its tectonic significance for South China. Lithos, 112(3 – 4): 289 – 305

Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC and Sun DY. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (Ⅰ): Geochronology and petrogenesis. Lithos, 66(3 – 4): 241 – 273

Wu FY, Sun DY, Jahn BM and Wilde SA. 2004. A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad REE patterns. Journal of Asian Earth Sciences, 23(5): 731 – 744

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 RX, Zheng YF, Wu YB, Zhao ZF, Zhang SB, Liu XM and Wu FY. 2006. Reworking of juvenile crust: Element and isotope evidence from Neoproterozoic granodiorite in South China. Precambrian Research, 146(3 – 4): 179 – 212

Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. Chinese Science Bulletin, 49(15): 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 KQ, Zhu JC, Liu CS, Shen WZ and Xu SJ. 1989. Genetic series and material sources of granitoids in South China. Journal of Nanjing University (Earth Science), (3): 1 – 18 (in Chinese with English abstract)

Xu XS, Dong CW, Li WX and Zhou XM. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: The significance of the gabbro-diorite-granite association. Lithos, 46(2): 299 – 315

Xu XS, O'Reilly SY, Griffin WL, Wang XL, Pearson NJ and He ZY. 2007. The crust of Cathaysia: Age, assembly and reworking of two terranes. Precambrian Research, 158(1 – 2): 51 – 78

Yang JH, Wu FY, Wilde SA, Xie LW, Yang YH and Liu XM. 2007. Trace magma mixing in granite genesis: In-situ U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. Contributions to Mineralogy and Petrology, 153(2): 177 – 190

Yang SY, Jiang SY, Zhao KD, Jiang YH, Ling HF and Li L. 2012. Geochronology, geochemistry and tectonic significance of two Early Cretaceous A-type granites in the Gan-Hang Belt, Southeast China. Lithos, 150: 155 – 170

Yuan HL, Gao S, Dai MN, Zong CL, Günther 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. Chemical Geology, 247(1-2): 100-118

Zhang AM, Wang YJ, Fan WM, Zhang FF and Zhang YZ. 2010. LA-ICPMS zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions of Caledonian granites from the Qingliu area, Southwest Fujian. Geotectonica et Metallogenia, 34(3): 408-418 (in Chinese with English abstract)

Zhao KD, Jiang SY, Zhu JC, Li L, Dai BZ, Jiang YH and Ling HF. 2010. Hf isotopic composition of zircons from the Huashan-Guposhan intrusive complex and their mafic enclaves in northeastern Guangxi: Implication for petrogenesis. Chinese Science Bulletin, 55(6): 509-519

Zhao KD, Jiang SY, Yang SY, Dai BZ and Lu JJ. 2012. Mineral chemistry, trace elements and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry and petrogenesis of Cailing and Furong granites and mafic enclaves from the Qitianling batholith in the Shi-Hang zone, South China. Gondwana Research, 22(1): 310-324

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(1-2): 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 and Li WX. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. Tectonophysics, 326(3-4): 269-287

Zhou XM. 2007. The Genesis of Late Mesozoic Granites in Nanling Area and its Lithospere Dynamics Evolution. Beijing: Science Press, 1-691 (in Chinese)

Zhou XR and Wu KL. 1994. The Zhangzhou I- and A-type Composite 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(自然科学版)，35(6)：649-658

董传万，沈忠悦，杜振永，杨永峰，顾红艳. 2009. 浙东晚中生代岩浆混合作用新证据：新昌儒岙岩石包体群的发现与地质意义. 浙江大学学报(理学版)，36(2)：224-230

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(自然科学版)，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

洪大卫，王式洸，韩宝福，靳满元. 1995. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志. 中国科学(B辑)，25(4)：418-426

蒋少涌，赵葵东，姜耀辉，戴宝章. 2008. 十杭带湘南-桂北段中生代A型花岗岩带成岩成矿特征及成因讨论. 高校地质学报，14(4)：283-294

蒋叙良. 1991. 浙东沿海富碱花岗岩地球化学特征及其构造环境探讨. 岩石矿物学杂志，10(2)：144-153

刘亮，邱检生，李真. 2011. 浙江沐尘石英二长岩及其镁铁质包体的锆石U-Pb年龄和Hf同位素组成：对岩浆混合作用的示踪. 地质论评，57(3)：327-336

马丽芳. 2002. 中国地质图集. 北京：地质出版社，1-348

邱检生，王德滋，McInnes BIA. 1999. 浙闽沿海地区I型-A型复合花岗岩体的地球化学及成因. 岩石学报，15(2)：237-246

邱检生，王德滋，蟹泽聪史，McInnes BIA. 2000. 福建沿海铝质A型花岗岩的地球化学及岩石成因. 地球化学，29(4)：313-321

邱检生，肖娥，胡建，徐夕生，蒋少涌，李真. 2008. 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. 岩石学报，24(11)：2468-2484

邱检生，李真，刘亮，赵姣龙. 2012. 福建漳浦复式花岗岩体的成因：锆石U-Pb年代学、元素地球化学及Nd-Hf同位素制约. 地质学报，86(4)：561-576

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

王德滋，周新民. 2002. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因与地壳演化. 北京：科学出版社，1-295

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

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

徐克勤，朱金初，刘昌实，沈渭洲，徐士进. 1989. 华南花岗岩类的成因系列和物质来源. 南京大学学报(地球科学)，(3)：1-18

张爱梅，王岳军，范蔚茗，张菲菲，张玉芝. 2010. 闽西南清流地区加里东期花岗岩锆石U-Pb年代学及Hf同位素组成研究. 大地构造与成矿学，34(3)：408-418

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，1-691

周珣若，吴克隆. 1994. 漳洲I-A型花岗岩. 北京：科学出版社，1-148