

长乐—南澳构造带白垩纪“片麻状”浆混杂岩的成岩机制研究

—以泉州肖厝岩体为例*

邢光福¹, 李龙明², 姜 杨¹, 冯艳芳³, 卢清地⁴, 陈志洪¹, 余明刚¹, 段 政¹

(1 南京地质矿产研究所, 南京 210016)

(2 滑铁卢大学地球与环境科学系, 加拿大 N2L 3G1)

(3 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037)

(4 福建省地质调查研究院, 福州 350011)

摘要:闽东南长乐—南澳构造带沿线出露大面积白垩纪花岗岩岩基, 普遍存在岩浆混合现象, 肖厝侵入岩是其中的代表性岩体。野外观察和化学分析表明, 肖厝侵入岩由二长花岗岩和辉长闪长岩、以及该两种混合端员岩浆混合形成的闪长质-花岗闪长质-花岗质过渡岩类组成; 岩石总体富碱、富 LREE 和 LILE、贫 HFSE; $A/CNK=0.82\sim1.05$, 属准铝质-微过铝质钙碱性系列, 部分受流体交代的岩石 A/CNK 值可升高至 1.69; 岩浆混合过程中发生了元素的选择性富集/亏损和同位素组成的均一化, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 $0.7055\sim0.7061$, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 为 $-1.9\sim-3.0$ 。锆石年代学研究表明, 肖厝侵入岩的岩浆混合开始于约 136Ma, 于 121Ma 时初始侵位于下地壳。结合区域地质特征, 分析了肖厝侵入岩的成岩机制, 提出岩体侵位早于长乐—南澳构造带的变质变形作用, 两者不存在成因上的联系; 118~100Ma 时该构造带曾发生过深层次地壳逆冲推覆, 使形成于中一下地壳的韧性剪切带和肖厝侵入岩共同快速上升至地表。

关键词:成岩机制; 岩浆混合; 肖厝侵入岩; 白垩纪; 长乐—南澳构造带

中图分类号: P588.12⁺1

文献标识码: A

长乐—南澳构造带(也称东南沿海动力变质带)是中国东南沿海重要构造带之一, 沿线广泛出露中生代侵入岩、中生代火山-沉积岩和零星的澳角岩群变质岩。

中生代侵入岩岩性自辉长岩、闪长岩至碱长花岗岩, 多属复式岩体, 以白垩纪花岗岩类分布最广, 在平潭—晋江一带呈大面积岩基出露, 主体为二长花岗岩, 局部过渡为花岗闪长岩、正长花岗岩, 总面积约 1100 km²。闪长岩类主要呈岩株或岩墙出现, 局部过渡为辉长闪长岩、石英闪长岩, 普遍与寄主花岗岩类发生岩浆混合, 形成复杂的岩性组合; 辉长岩多呈面积不大的孤立侵入体出现^[1-3]。

中生代火山-沉积岩主要有早侏罗世梨山组沉

积岩、早白垩世早期南园组和早白垩世晚期石帽山群火山岩, 三者呈不整合接触; 梨山组和南园组岩石普遍发生变质变形, 石帽山群火山岩则未见变质变形^[4]。

澳角岩群变质岩以片麻岩类和混合岩类为主, 主要分布于平潭岛、福清高山、泉港肖厝、晋江金井等地, 一般认为多由花岗质侵入岩经强烈变质变形形成, 主变质期为中生代^[4-10]。近年来区域地质调查和岩石学研究表明, 澳角岩群中除眼球状片麻岩等变质岩外, 相当一部分原定为“混合岩类”和“片麻岩类”的岩石并非变质岩, 而是岩浆混合成因的浆混杂岩, 肖厝岩即是典型实例之一^[1-3]。

肖厝侵入岩位于泉州市泉港区, 主体为二长花

* 收稿日期: 2013-09-26 改回日期: 2013-10-13 责任编辑: 谭桂丽

基金项目: 国家自然科学基金项目(批准号: 41002024、40672041)和中国地质调查局地质调查项目(项目编号: 1212011120134)联合资助。

第一作者简介: 邢光福, 1965年生, 男, 博士, 研究员, 从事中国东南部中生代地质研究。Email: njxgfu@163.com。

岗岩,有(辉长)闪长质岩株和岩墙侵入并发生强烈的岩浆混合。笔者曾详细描述了肖厝侵入岩露头尺度的各种机械+化学岩浆混合现象,包括岩墙和岩株边部呈弥散状而无截然侵入接触边界、过渡成分的混合岩浆呈网脉状侵入二长花岗岩和(辉长)闪长岩中构成反向脉、以及岩浆混合形成的深浅色相间细透镜状—丝带状条带构造等^[2],此类混合岩浆条带以往被误认为变质岩的“片麻状构造”、或花岗岩的变质变形构造(称之为“片麻状花岗岩”);类似岩浆混合现象在晋江市深沪等花岗岩中多处见及。在上述野外地质研究基础之上,本文重点研究肖厝侵入岩的岩石学、年代学和地球化学特征,并分析其岩石成因机制。

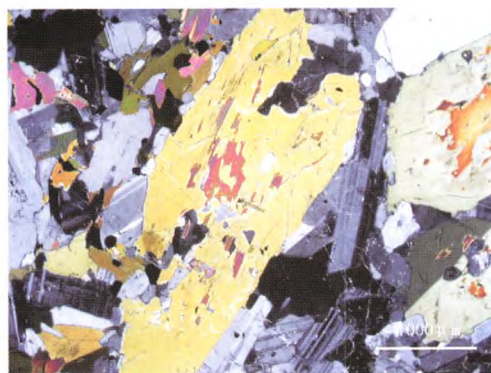
1 肖厝侵入岩岩石学特征

肖厝侵入岩主体岩性为二长花岗岩,(辉长)闪长岩呈小岩株和直立岩墙侵入其中,两者在液态—塑性状态下发生不同程度混合,形成由两种岩浆混合端员、混合成因过渡岩类构成的杂岩体,岩石露头新鲜,具有极为复杂的岩性组合和岩石结构构造特征。

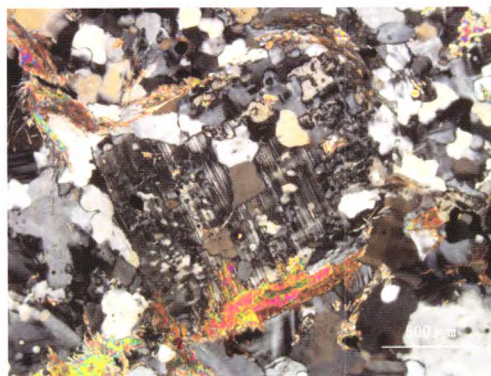
二长花岗岩:浅肉红色半自形中粒花岗结构,粒度 3~4 mm,主要由石英(25~35%)、斜长石(25~40%)、钾长石(25~45%)和少量黑云母(2~3%)等组成。石英波状消光较普遍;斜长石以板条状更长石—中长石为主,发育聚片双晶和卡钠复合双晶、环带结构和净化边,个别与石英连生、蠕英石化或被钠长石交代;钾长石发育卡氏双晶,部分为条纹长石和格子双晶微斜长石,并含斜长石包裹体,有时与石英连生,或钠长石化交代和弱蠕英石化;据人工重砂分析,副矿物有磁铁矿、榍石、锆石、磷灰石、褐帘石、独居石等。

(辉长)闪长岩:呈岩株和岩墙产出,岩浆混合后的残余(辉长)闪长岩为灰黑色细粒闪长结构,粒度 0.5~2 mm,主要由斜长石(~65%)、角闪石(20~30%)及少量辉石(1~5%)等组成。斜长石以拉长石为主,角闪石为普通角闪石,辉石为普通辉石;岩体边部出现矿物不平衡结构,如含少量钾长石、石英捕虏晶,角闪石包裹斜长石或黑云母等(图 1a)。

过渡岩类:为岩浆混合形成的闪长质-花岗闪长质-花岗质岩石,本文称之为“过渡岩类”。它们的共同特征是:矿物组成、色率及化学成分与岩浆混合端员呈过渡关系;矿物形态多样,粒径大小不均匀(细粒到中细粒),缺乏正常侵入岩常见的半自形等粒状结构;发育复杂的条带状构造,既有由黑云母和/或角闪石、长英质矿物构成的黑白相间矿物条带,也有



(a)



(b)

图 1 辉长闪长岩(a)和花岗质过渡岩(b)显微照片

Fig. 1 Micrographs of gabbro-diorite (a) and granitic transitional rock (b)

a:辉长闪长岩。角闪石包裹细小斜长石和黑云母,构成矿物不平衡结构;石英有波状消光(样品 06Qzh-2-2)。

b:花岗质过渡岩。斜长石发育聚片双晶,含大量交代成因石英和长石包裹体而构成交代筛状结构;边缘环绕交代成因黑云母,部分已蚀变为白云母(样品 06Qzh-2-3a)。

由不同矿物组成、不同色率岩浆构成的岩性条带,不同条带之间还存在穿插、截切等关系。条带状构造属同生火成结构,总体呈垂向排列,反映岩浆在上升过程中发生混合。

过渡岩类中可辨识出三种不同成因的石英:第一种是岩浆结晶的原生石英,粒径较大且普遍有波状消光;第二种是后期动态重结晶的石英亚颗粒,弱波状消光,常构成定向条带;第三种是交代成因的石英包裹体,包含于斜长石和角闪石等较大矿物中,部分亦有波状消光,如发育筛状结构的斜长石包裹大量细小石英和钾长石,并有黑云母环绕(部分蚀变为白云母,图 1b),反映存在富硅富钾岩浆流体交代作用。

2 肖厝侵入岩时代厘定

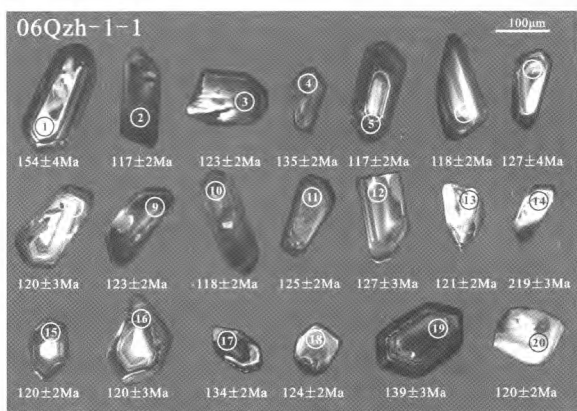
对肖厝侵入岩中的二长花岗岩样品(编号 06Qzh-1-1)进行 U-Pb 法测年,厘定其成岩时代。

岩石样品无明显岩浆混合现象,在河北廊坊地质实验室用人工重砂方法分离锆石,用双目显微镜挑纯。锆石主要为柱状自形晶,长度 50~300 μm ,长宽比 1~2.5,多数无色透明,少数为浅粉红色、淡黄色。选择晶形良好的锆石在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室作 CL 图象照相和 LA ICP-MS U-Pb 法测年,分析仪器型号为 Agilent 7500a,激光束斑直径为 30 μm ,激光脉冲重复频率为 5 Hz,标样为 STDGJ (598 $\pm$ 9 Ma 和 602 $\pm$ 9 Ma),具体测试方法见参考文献[11]。每个锆石原位测试点的 U-Pb 年龄由分析时的 GLITTER 4.0 程序计算,获得同位素比值、年龄和误差,普通铅校正采用参考文献[12]的方法,用 2.49 版 ISOPLOT 程序^[13]计算年龄值并绘制谐和图。

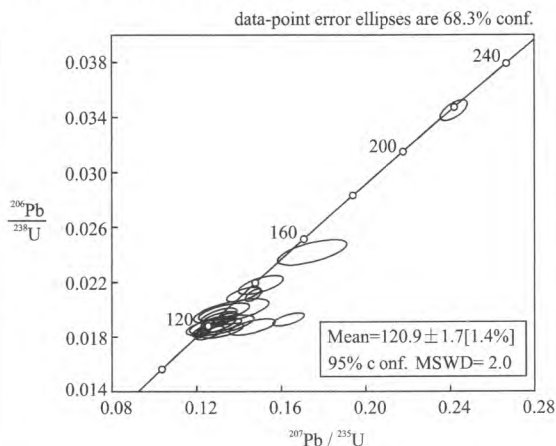
用于测年的锆石均为发育振荡环带结构的酸性锆石;部分锆石含内核,包括发育振荡环带的酸性锆

石和平直结晶条纹的基性锆石两类内核,且普遍具有熔蚀现象(图 2a)。

锆石 U-Pb 法测年数据列于表 1,所测 20 颗锆石均有高 Th、U 丰度和较高 Th/U 比值(0.31~2.03,多数>0.5),均属岩浆锆石,测点数据基本落于谐和线上(图 2b)。²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄可分为三组,一组>150 Ma,测点位于锆石内核(图 2a 之①、⑭);另一组为 134~139 Ma(图 2a 之③、⑰、⑱),测点位于振荡环带,加权平均年龄为 136 Ma;第三组为 116~128 Ma,测点位于振荡环带或平直结晶条纹,加权平均年龄为 120.9 $\pm$ 1.7 Ma,代表了肖厝侵入岩的成岩时代。值得注意的是:基性锆石内核(图 2a 之⑥、⑫)的年龄为 118~127 Ma,与二长花岗岩年龄一致,结合其边缘熔蚀现象,反映基性锆石来自基性端员岩浆,在岩浆混合过程中进入花岗质岩浆后,继续生长形成外部振荡环带。



(a)



(b)

图 2 肖厝二长花岗岩锆石阴极发光(CL)图像(a)和 U-Pb 法谐和曲线图(b)(编号同表 1)

Fig. 2 CL images(a) and U-Pb concordia diagram(b) of zircons from Xiaocuo monzogranite

(The assigned numbers of zircons as the serial numbers in Table 1)

3 肖厝侵入岩地球化学特征

本次研究样品采自肖厝侵入岩中相距约 1.5 km 的两个小采石场。主量元素、稀土元素和微量元素丰度,以及 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素组成等均在中科院广州地球化学研究所实验室分析,分析方法与流程参见文献^[14],各类分析结果分别列于表 2~表 5。

3.1 主量元素地球化学

编号 06Qzh-1 的系列样品来自同一采石场,该处见有闪长质岩浆呈岩株侵入二长花岗岩,侵入接触带即为岩浆混合带^[2]。样品 06Qzh-1-1a、06Qzh-1-1b、06Qzh-1-1c 依次采自二长花岗岩体内部到近

接触带的边部,野外露头 and 薄片观察未见明显岩浆混合现象,但它们的 SiO_2 含量(73.45%→71.85%→71.58%)逐渐降低,反映岩石已受到了外来组份影响,可能是通过流体交代作用实现的;样品 06Qzh-1-2a、06Qzh-1-2b、06Qzh-1-2c 依次采自闪长岩岩株内部到有轻微岩浆混合的边部,岩性从闪长质变化到花岗闪长质(SiO_2 从 58.26%增加到 64.42%),显示化学成分已受到外来组份的影响;样品 06Qzh-1-3 采自发育条带状构造的岩浆强烈混合区,岩性为花岗闪长质(SiO_2 = 67.72%)。

编号 06Qzh-2 的系列样品采自另一采石场,该处见辉长闪长质岩浆呈岩墙侵入二长花岗岩并发生

岩浆混合^[2]。样品 06Qzh-2-2 采自无明显岩浆混合的闪长质岩墙核部,呈灰黑色致密块状,具有低 SiO_2 (52.43%)、高 Al_2O_3 (16.89%) 特征,属高铝辉长闪长岩,可代表肖厝侵入岩中岩浆混合的基性端员。样品 06Qzh-2-3 采自岩浆混合强烈部位,发育深浅色相间的岩性条带,深色条带为花岗闪长质 (06Qzh-2-3b, SiO_2 为 64.28%); 浅色条带为花岗质 (06Qzh-2-3a), 其 SiO_2 (74.33%) 和 Al_2O_3 (14.66%) 均高于酸性端员二长花岗岩,尤其 K_2O (5.72%) 异常高而 Na_2O (0.75%)、 CaO (0.69%) 异常低,结合其发育交代筛状结构 (图 1b), 异常的化学成分应为富硅富钾流体交代的结果。样品 06Qzh-2-1 为岩浆化学混合较强的过渡岩类,呈较均匀的浅灰色,岩性为花岗闪长质 ($\text{SiO}_2 = 69.27\%$)。

肖厝侵入岩据硅-碱图属亚碱性系列 (图 3), 据 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 图 (图略) 属中-高钾钙碱性系列; 但在 $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ 图和 $\text{FeO}^* - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ 图上 (图 4), 投影点多位于钙碱性系列和拉斑系列界线附近, 总体上变异趋势较缓, 结合其 FeO^*/MgO 多介于 2~5 之间, 更趋向于拉斑系列^[15], 推断是岩浆混合导致花岗质岩浆富 Fe 的结果。它们的 A/CNK 值多集中于 0.82~1.05, 属准铝质-微过铝质; 但花岗质过渡岩样品 06Qzh-2-3a 的 A/CNK 值高达 1.69, 同样应为流体交代导致的异常, 而非属强过铝质。

$\text{FeO}^* - \text{MgO}$ 相关图是判别岩浆混合与分离结晶的经典图解, 肖厝侵入岩均投在岩浆混合趋势线上 (图 5)。在哈克图解上 (图略), 不同岩性的 SiO_2 与主要氧化物之间呈负相关直线关系, 符合岩浆混合的一般特征。

3.2 稀土元素地球化学

肖厝侵入岩的 $\Sigma\text{REE} = (121.8 \sim 290.5) \times 10^{-6}$, $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.16 \sim 9.16$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.2 \sim 26.5$, $(\text{La}/\text{Sm})_N = 2.4 \sim 6.3$, 稀土元素总量和分异程度为中等到较高, 与中国东南部晚中生代火成岩类的稀土元素地球化学特征很相似, 但又有其特殊之处:

(1) 肖厝侵入岩的稀土元素总量和分异程度与岩石酸性程度之间缺乏正相关。例如: 花岗闪长质过渡岩的 ΣREE 值、 LREE/HREE 比值和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值可高于二长花岗岩 (如样品 06Qzh-1-1c), 这不能用单一的岩浆分异演化来解释, 更可能

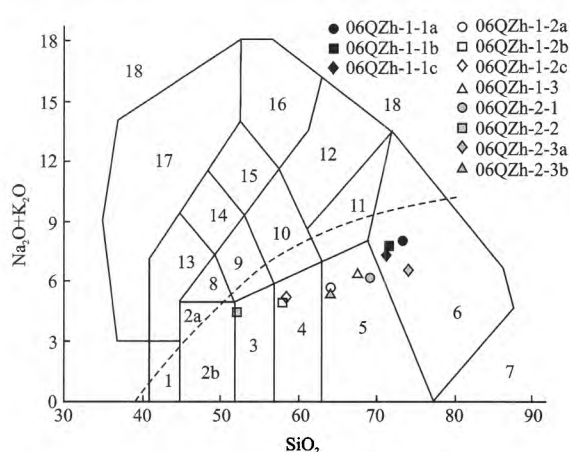


图 3 肖厝侵入岩 $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 分类命名图解

Fig. 3 Diagram of SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ for Xiaocuo intrusion

1-橄榄岩质辉长岩; 2a-碱性辉长岩; 2b-亚碱性辉长岩; 3-辉长闪长岩; 4-闪长岩; 5-花岗闪长岩; 6-花岗岩; 7-石英岩; 8-二长辉长岩; 9-二长闪长岩; 10-二长岩; 11-石英二长岩; 12-正长岩; 13-似长石辉长岩; 14-似长石二长闪长岩; 15-似长石二长正长岩; 16-似长正长岩; 17-似长深成岩; 18-霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩。虚线为碱性与亚碱性系列界线。

是岩浆混合过程中稀土元素在花岗闪长质过渡岩浆中有选择性富集作用。

(2) 闪长质过渡岩与基性端员辉长闪长岩的稀土元素特征极为相似, 而与花岗闪长质过渡岩有明显差异, 这同样不能用岩浆演化来解释, 且也反映基性岩浆结晶分异程度不高。

(3) 二长花岗岩从内部到边缘 (样品 06Qzh-1-1a, b, c) 稀土元素特征发生有规律变化, 表现为 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值 ($11.0 \rightarrow 7.5 \rightarrow 6.0$) 和 LREE/HREE 比值 ($4.58 \rightarrow 3.45 \rightarrow 2.91$) 同步依次降低, 负 Eu 异常也明显降低 (δEu 值从 0.55~0.56 升高到 0.91), 显然受到外来流体影响。

(4) 各类样品的球粒陨石标准化稀土配分曲线 (图 6a) 均为轻稀土富集的右倾式, 但不同岩性之曲线并非相互平行, 而是存在交叉现象; 负 Eu 异常与岩石酸性程度之间也缺乏正相关关系, 特别是部分闪长质和花岗闪长质过渡岩类的 δEu 值与基性端员辉长闪长岩相当, 暗示 Eu 在过渡岩类中有富集趋势。

上述稀土元素特征说明肖厝侵入岩不属于同源岩浆演化系列, 岩浆混合过程中发生了稀土元素的选择性富集。

表 1 福建泉州肖厝二长花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素测年结果
Table 1 SHRIMP zircon U-Pb data of monzogranite from Xiaocuo in Quanzhou, Fujian Province

序号	测点	元素丰度($\times 10^{-6}$)					U-Th-Pb 同位素比值						表面年龄(Ma)					
		Th	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
1	06QZH1-1	131	416	0.31	0.05243	0.00338	0.17470	0.01081	0.02417	0.00061	0.00175	0.00018	304	95	163	9	154	4
2	06QZH1-2	437	752	0.58	0.04857	0.00091	0.12283	0.00248	0.01834	0.00026	0.00332	0.00012	127	23	118	2	117	2
3	06QZH1-3	346	365	0.95	0.06157	0.00183	0.16353	0.00488	0.01927	0.00032	0.00439	0.00022	659	36	154	4	123	2
4	06QZH1-4	235	330	0.71	0.04887	0.00187	0.14232	0.00536	0.02112	0.00035	0.00646	0.00057	142	57	135	5	135	2
5	06QZH1-5	564	728	0.78	0.04988	0.0018	0.12599	0.00451	0.01832	0.00033	0.00163	0.00009	189	50	120	4	117	2
6	06QZH1-6	159	116	1.36	0.05198	0.00259	0.13231	0.00647	0.01846	0.00035	0.00309	0.00016	285	77	126	6	118	2
7	06QZH1-7	521	326	1.60	0.0498	0.00446	0.13645	0.01176	0.01989	0.00060	0.00443	0.00068	186	138	130	11	127	4
8	06QZH1-8	343	433	0.79	0.04911	0.00286	0.12765	0.00720	0.01886	0.00043	0.00220	0.0002	153	87	122	6	120	3
9	06QZH1-9	530	1453	0.36	0.04996	0.00116	0.13294	0.00320	0.0193	0.00030	0.00290	0.00018	193	29	127	3	123	2
10	06QZH1-10	780	998	0.78	0.04824	0.0011	0.12243	0.00288	0.01841	0.00027	0.00536	0.00047	111	29	117	3	118	2
11	06QZH1-11	493	479	1.03	0.04846	0.00219	0.13049	0.00569	0.01953	0.00038	0.00354	0.00026	122	66	125	5	125	2
12	06QZH1-12	351	173	2.03	0.04865	0.00302	0.13302	0.00799	0.01983	0.00043	0.00424	0.00029	131	96	127	7	127	3
13	06QZH1-13	534	535	1.00	0.0486	0.00141	0.12745	0.00359	0.01902	0.00029	0.00582	0.00041	129	38	122	3	121	2
14	06QZH1-14	470	652	0.72	0.05086	0.0009	0.24183	0.00424	0.03449	0.00050	0.00866	0.00045	234	18	220	3	219	3
15	06QZH1-15	329	364	0.90	0.05674	0.00294	0.14635	0.00724	0.01873	0.00039	0.00592	0.00072	481	72	139	6	120	2
16	06QZH1-16	161	143	1.13	0.05043	0.00424	0.13114	0.01064	0.01885	0.0005	0.00516	0.00056	215	135	125	10	120	3
17	06QZH1-17	478	870	0.55	0.05058	0.00091	0.14697	0.00261	0.02107	0.0003	0.00506	0.00027	222	19	139	2	134	2
18	06QZH1-18-	138	145	0.95	0.04907	0.00215	0.13090	0.00556	0.01935	0.00034	0.00626	0.00048	151	67	125	5	124	2
19	06QZH1-19	228	536	0.43	0.05002	0.00246	0.15035	0.00706	0.0218	0.00045	0.00509	0.00057	196	71	142	6	139	3
20	06QZH1-20	203	184	1.10	0.05106	0.0022	0.13280	0.00552	0.01886	0.00033	0.00452	0.00033	244	63	127	5	120	2

表 2 肖盾侵入岩主量元素含量(wt%)
Table 2 Contents of major elements of Xiaocuo intrusion (wt%)

序号	样品号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	A/NK	A/CNK	FeO [*] /MgO
1	06Qzh-1-1a	中粒二长花岗岩	73.45	0.24	13.58	1.37	2.07	0.38	0.08	4.28	3.71	0.06	0.40	99.61	1.26	1.03	4.90
2	06Qzh-1-1b	中粒二长花岗岩	71.85	0.25	13.87	1.71	2.80	0.50	0.11	3.71	3.85	0.07	0.80	99.49	1.34	1.03	5.03
3	06Qzh-1-1c	中粒二长花岗岩	71.58	0.24	14.18	2.05	3.54	0.53	0.11	3.90	3.55	0.08	0.32	100.07	1.34	0.99	6.00
4	06Qzh-1-2a	细粒花岗闪长质过渡岩	64.42	0.54	16.57	4.25	6.52	1.35	0.14	1.29	4.32	0.17	0.48	100.05	1.94	1.02	4.34
5	06Qzh-1-2b	细粒闪长质过渡岩	58.26	0.80	16.48	6.19	8.75	3.48	0.17	1.58	3.30	0.20	0.62	99.83	2.31	0.84	2.26
6	06Qzh-1-2c	细粒闪长质过渡岩	58.62	0.79	16.54	5.85	8.11	3.43	0.16	1.72	3.32	0.19	0.94	99.67	2.26	0.92	2.13
7	06Qzh-1-3	中细粒花岗闪长质过渡岩	67.72	0.50	15.62	3.25	4.63	1.08	0.14	2.09	4.27	0.14	0.49	99.92	1.68	1.03	3.85
8	06Qzh-2-1	中细粒花岗闪长质过渡岩	69.27	0.45	14.69	3.04	4.68	0.86	0.19	2.58	3.59	0.11	0.36	99.80	1.69	1.03	4.89
9	06Qzh-2-2	细粒辉长闪长岩	52.43	1.00	16.89	7.68	12.9	3.63	0.19	1.18	3.30	0.24	0.47	99.94	2.52	0.82	3.20
10	06Qzh-2-3a	中细粒花岗质过渡岩	74.33	0.19	14.66	0.69	2.38	0.25	0.07	5.72	0.75	0.04	1.26	100.33	1.97	1.69	8.56
11	06Qzh-2-3b	中细粒花岗闪长质过渡岩	64.28	0.60	15.40	3.83	7.12	2.14	0.22	1.91	3.42	0.11	0.97	99.99	2.00	1.05	2.99

注: ALK=Na₂O+K₂O(wt%); A/NK=摩尔 Al₂O₃/(摩尔 Na₂O+摩尔 K₂O); A/CNK=摩尔 Al₂O₃/(摩尔 CaO+摩尔 Na₂O+摩尔 K₂O)。

表 3 肖盾侵入岩稀土元素丰度(×10⁻⁶)
Table 3 REE abundances of Xiaocuo intrusion (×10⁻⁶)

样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE/HREE	δEu	La/Ce	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N
06Qzh-1-1a	45.46	81.27	9.13	33.23	5.50	0.90	4.27	0.71	3.91	0.80	2.33	0.36	2.40	0.39	23.16	213.8	4.58	0.55	0.56	11.0	5.0
06Qzh-1-1b	37.03	68.99	7.80	28.74	5.16	0.90	4.56	0.75	4.60	0.96	2.67	0.42	2.85	0.46	25.80	191.7	3.45	0.56	0.54	7.5	4.4
06Qzh-1-1c	26.74	49.53	5.50	19.86	3.66	0.74	3.34	0.59	3.57	0.79	2.28	0.38	2.60	0.43	22.50	142.5	2.91	0.91	0.54	6.0	4.4
06Qzh-1-2a	46.80	82.27	8.73	30.67	4.52	1.21	3.46	0.48	2.62	0.53	1.46	0.22	1.54	0.26	14.32	199.1	6.99	0.91	0.57	17.6	6.3
06Qzh-1-2b	20.61	40.56	5.17	20.60	4.22	1.26	3.97	0.64	3.74	0.76	2.09	0.33	2.06	0.32	21.16	127.5	2.64	0.94	0.51	5.8	3.0
06Qzh-1-2c	17.26	36.75	4.95	20.62	4.33	1.18	4.18	0.69	4.09	0.80	2.30	0.34	2.20	0.35	21.72	121.8	2.32	0.90	0.47	4.5	2.4
06Qzh-1-3	43.56	72.94	7.91	27.99	4.44	1.08	3.67	0.53	3.00	0.59	1.72	0.26	1.78	0.30	17.04	186.8	5.47	0.80	0.60	14.2	6.0
06Qzh-2-1	68.21	122.6	13.4	49.35	7.08	1.25	5.06	0.63	3.11	0.58	1.53	0.22	1.49	0.24	15.74	290.5	9.16	0.61	0.57	26.5	5.9
06Qzh-2-2	22.26	40.31	4.96	20.88	4.22	1.26	4.16	0.68	3.96	0.82	2.26	0.33	2.19	0.33	20.70	129.3	2.65	0.92	0.55	5.9	3.2
06Qzh-2-3a	45.69	83.78	8.80	30.74	4.90	0.74	3.82	0.57	3.08	0.57	1.54	0.23	1.58	0.26	15.61	201.9	6.41	0.51	0.55	16.8	5.7
06Qzh-2-3b	27.43	49.19	5.58	20.80	4.16	0.73	4.08	0.78	5.20	1.12	3.34	0.54	3.80	0.61	30.58	157.9	2.16	0.54	0.56	4.2	4.0

注: δEu=Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)/2], 其中下标 N 表示 Leedy 球粒陨石标准化值。

表 4 肖厝侵入岩微量元素丰度($\times 10^{-6}$)
Table 4 Trace element abundances of Xiaocuo intrusion ($\times 10^{-6}$)

样品号	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Th	Pb	Ga	Zn	Cu	Ni	V	Cr	Hf	Cs	Sc	Ta	Co	U	Ge	Rb/Sr	Sr/Ba	Nb/Ta
06Qzh-1-1a	1099.5	104.8	210.4	136.9	11.32	17.95	23.88	13.65	26.85	10.81	2.97	2.56	4.51	4.37	0.91	4.01	0.77	1.89	1.95	1.10	0.50	0.19	14.70
06Qzh-1-1b	1054.4	118.2	206.0	154.4	13.18	14.46	15.85	14.97	36.62	8.58	2.99	9.23	8.71	4.81	2.39	6.02	1.00	2.93	2.69	1.38	0.57	0.20	13.18
06Qzh-1-1c	840.1	123.8	251.0	127.0	10.94	11.03	25.98	13.56	35.16	12.79	5.04	10.73	13.51	3.83	2.36	4.77	1.12	3.81	4.27	1.29	0.49	0.15	9.77
06Qzh-1-2a	574.8	66.0	528.3	230.1	6.33	9.43	12.70	18.59	70.35	22.51	7.99	40.54	19.09	5.93	1.55	8.43	0.36	9.35	1.55	1.13	0.12	0.92	17.58
06Qzh-1-2b	513.8	59.2	420.0	122.2	6.58	5.07	10.46	16.35	77.47	30.54	11.81	138.0	16.78	3.30	1.25	19.63	0.53	22.51	1.33	1.30	0.14	0.82	12.42
06Qzh-1-2c	568.7	71.2	406.7	122.0	6.79	5.26	10.42	16.94	74.57	29.04	10.50	138.7	10.48	3.37	1.54	19.36	0.55	20.81	1.51	1.33	0.18	0.72	12.35
06Qzh-1-3	1091.3	93.5	414.8	180.4	10.56	12.69	15.37	16.62	68.27	11.51	3.86	37.34	11.21	4.92	1.87	7.98	0.83	6.50	1.93	1.41	0.23	0.38	12.72
06Qzh-2-1	1377.0	84.7	398.4	221.3	11.08	15.34	105.0	17.26	131.3	32.98	6.41	19.61	13.97	5.95	5.80	8.67	0.45	4.48	0.92	1.04	0.21	0.29	24.62
06Qzh-2-2	433.0	30.4	529.1	114.0	4.82	3.25	15.60	18.32	100.2	71.34	24.45	193.2	38.90	3.16	1.48	26.40	0.34	26.98	0.89	1.57	0.06	1.22	14.18
06Qzh-2-3a	1158.3	213.2	105.8	166.5	9.31	21.86	53.75	17.31	70.66	12.01	4.14	8.77	10.93	5.55	12.18	3.46	0.69	1.66	2.22	1.28	2.01	0.09	13.49
06Qzh-2-3b	311.5	113.2	294.8	56.5	22.82	10.15	25.08	18.45	230.9	28.93	7.81	79.19	17.17	1.88	12.37	22.04	3.16	12.36	9.47	1.49	0.38	0.95	7.22

表 5 肖厝侵入岩 Sr-Nd 同位素组成
Table 5 Sr-Nd isotopes of Xiaocuo intrusion

样品号	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 s SE	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 s SE	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	TNd _{DM} (Ma)	t2DM (Ma)
06QZh-1-1a	104.8	210.4	1.404699	0.70801794	0.000018	0.7056043	5.50	33.23	0.1043	0.512424	0.000007	0.51234150	-2.75	1013.2	1140.8
06Qzh-1-2a	66.02	528.3	0.352422	0.70632752	0.000016	0.7057220	4.52	30.67	0.0929	0.512412	0.000010	0.51233852	-2.81	932.8	1145.5
06Qzh-1-2b	59.15	420.0	0.397167	0.70627219	0.000014	0.7055898	4.22	20.60	0.1291	0.512477	0.000006	0.51237488	-2.10	1214.4	1087.7
06QZh-1-2c	71.22	406.7	0.493851	0.70632007	0.000018	0.7054715	4.33	20.62	0.1322	0.512476	0.000007	0.51237143	-2.17	1262.4	1093.2
06Qzh-1-3	93.52	414.8	0.635819	0.70673680	0.000013	0.7056443	4.44	27.99	0.0999	0.512408	0.000008	0.51232898	-2.99	995.5	1160.7
06Qzh-2-1	84.71	398.4	0.599630	0.70713321	0.000017	0.7061029	7.08	49.35	0.0904	0.512400	0.000007	0.51232849	-3.00	928.8	1161.4
06Qzh-2-2	30.38	529.1	0.161926	0.70578521	0.000013	0.7055070	4.22	20.88	0.1272	0.512484	0.000007	0.51238339	-1.93	1175.5	1074.2
06Qzh-2-3b	113.2	294.8	1.082896	0.70747252	0.000013	0.7056118	4.16	20.80	0.1260	0.512440	0.000007	0.51234033	-2.77	1235.7	1142.6

注: 计算同位素初始比时采用年龄值 120.9Ma; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$; $\epsilon\text{Nd}(t) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$ 。

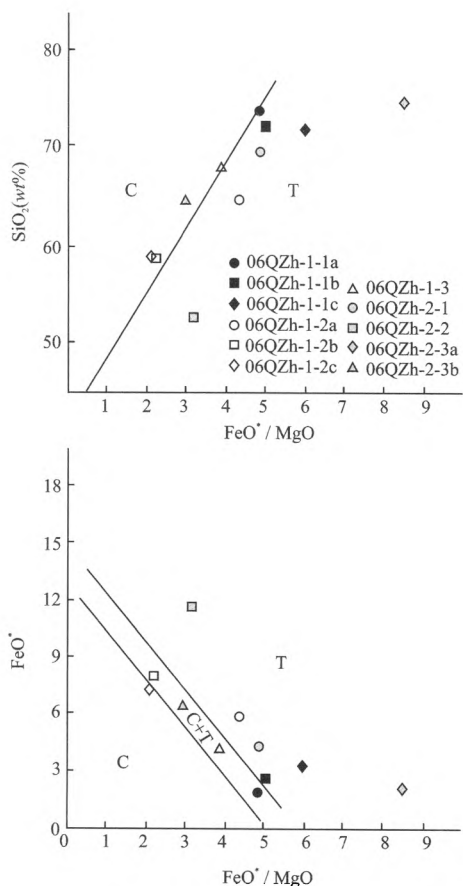


图 4 肖厝侵入岩 SiO_2 - FeO^*/MgO 和 FeO^* - FeO^*/MgO 相关图^[15]

Fig. 4 Diagrams of SiO_2 vs. FeO^*/MgO and FeO^* vs. FeO^*/MgO for Xiaocuo intrusion
C—钙碱性系列; T—拉斑系列

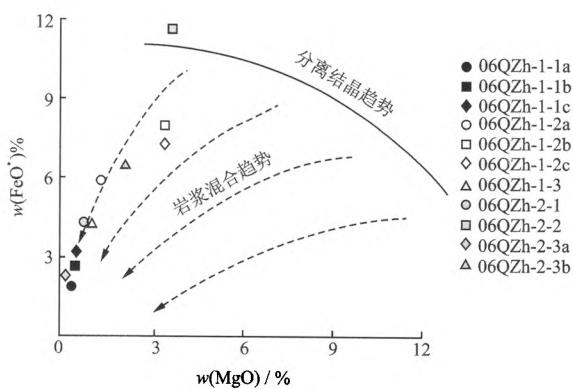


图 5 判别岩浆混合的 FeO^* - MgO 相关图^[16]

Fig. 5 Correlation diagram of FeO^* vs. MgO for magma mixing

3.3 微量元素地球化学

肖厝侵入岩的共同特征是富集 LILE、亏损 HFSE, 其中花岗闪长质和花岗质岩类高 Ba (普遍 $> 1000 \times 10^{-6}$)、低 Rb (普遍 $< 125 \times 10^{-6}$) 和 Sr (普遍 $< 300 \times 10^{-6}$), 具有较高的 Rb/Sr、很低的 Sr/Ba 和

Sr/Y 比值, 说明不属于高分异花岗岩类 ($\text{Rb} > 270 \times 10^{-6}$ ^[17]) 或高 Ba—Sr 花岗岩类。低 Nb/La 比值 (普遍远小于 1) 指示它们不属于裂谷型钾质碱性岩类; 较低的 A/CNK 值 (0.82~1.05) 和低 ($\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$) 值说明其也不属 S 型或 A 型花岗岩类。辉长闪长岩和闪长质过渡岩相对富 Sr 贫 Rb, 显著亏损 V、Cr、Ni, Nb/Th 比值 (1.29~1.43) 远低于洋岛玄武岩 (14~20^[18]), 推断可能是起源于富集型地幔、或属于受到岩浆混合影响的进化幔源岩浆。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图上 (图 6b), 肖厝侵入岩显示富集 LILE (特别是显著的 Pb 正异常) 而亏损 HFSE (如明显的 Nb-Ta 槽等), 指示其成因与俯冲作用有关。在判别构造环境的 Nb—Y 和 Rb—($\text{Y} + \text{Nb}$) 相关图上 (图略), 基本投影于火山弧区域。

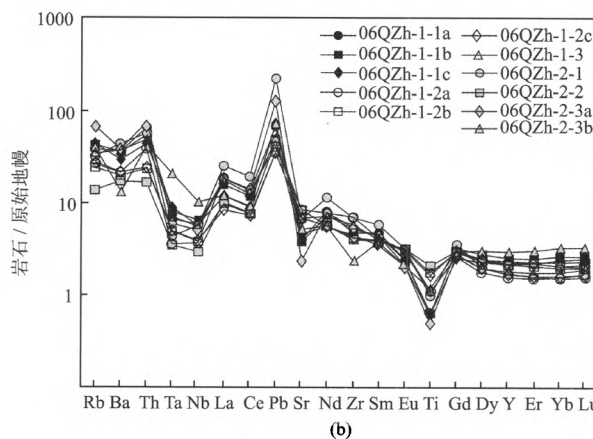
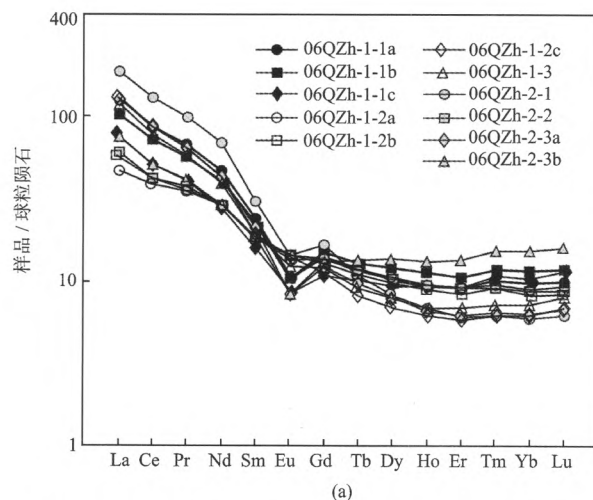


图 6 肖厝侵入岩球粒陨石标准化稀土配分图 (a) 和原始地幔标准化微量元素蛛网图 (b)

(球粒陨石值引自[19]; 原始地幔值引自[18])

Fig. 6 Chondrite-normalized REE distribution patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider (b) of Xiaocuo intrusion

显然,肖厝侵入岩具有中国东南部晚中生代陆缘弧I型火成岩的共同地球化学特征,这与冯艳芳等^[20]认为其属陆缘弧型TTG岩系的认识一致;但也有其特殊之处:

(1)整体上表现为随着酸性程度的增加,岩石更富集LILE而亏损HFSE,但同为花岗闪长质过渡岩的样品06Qzh-1-2a和06Qzh-2-3b,其微量元素(尤其是Ba、Y、Pb、Zn)丰度却相差很大,反映不完全是单一岩浆结晶分异演化的产物。

(2)二长花岗岩的微量元素丰度也存在规律性变化,例如由内向外(样品06Qzh-1-1a、b、c)Cr、Co、Ni、V丰度依次增高,但U-Th和Nb-Ta元素对则发生分异而呈相反变化趋势,表现为U、Nb依次增加而Th、Ta依次降低,推断是受到偏基性岩浆流体交代而发生了微量元素的选择性富集或亏损。

(3)过渡岩类的某些微量元素丰度可高于端员岩石。花岗闪长质岩类($Zr+Nb+Ce+Y$)值(多数介于 $(280\sim 371)\times 10^{-6}$)、以及部分花岗闪长质—花岗质岩类的Ba、Rb、Th、Pb和Hf丰度等均可高于两种端员岩石;特别是花岗闪长质样品06Qzh-2-3a具有最高的Ba、Rb、Pb、Th和Rb/Sr比值,以及最低的Sr和Sr/Ba、Sr/Y比值。这不是岩浆分异的结果,而是微量元素在酸性过渡岩浆中出现了选择性富集,同时也反映岩浆结晶分异程度不高。

3.4 同位素地球化学

肖厝侵入岩的Sr-Nd同位素组成相对均一, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7055\sim 0.7061$, $\epsilon\text{Nd}(t)=-3.0\sim -1.9$ (表5),这说明它们并非属同源岩浆,而是岩浆混合的结果。同位素均一化是岩浆混合的重要现象之一,如大兴安岭阿乌尼中生代二长花岗岩及其岩浆混合成因微粒辉长闪长岩包体的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值分别为0.703657和0.703566, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 则均为负值^[21]。

肖厝侵入岩的同位素组成与岩性之间也缺乏对应关系,同样意味着它们并非同源岩浆分异产物。例如,作为酸性端员的二长花岗岩并没有最高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值和最低的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值,它们的Nd模式年龄约1.1 Ga,反映其主要由中元古代基底重熔生成。

肖厝侵入岩的同位素组成与中国东南部白垩纪火山岩明显有别。区域晚中生代酸性火山岩主要起源于陆壳,并从上地壳长英质高位岩浆房中喷出,与受到地壳混染的共生玄武岩同位素组成相似,其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i>0.708$, $\epsilon\text{Nd}(t)<-4.5$ ^[22-25]。肖厝侵入岩同位素组成更接近幔源辉长岩,例如,泉州角闪

辉长岩(130 Ma)的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 分别是0.7058和-3.61^[26];平潭莲花山角闪辉长岩(115.2 Ma)的相应值分别为0.7061和-1.288^[27];笔者据王志洪等^[28]发表的岱前山角闪辉长岩(95 Ma)之Nd同位素组成,重新计算 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值为-2.89;晋江中基性岩墙群(87~90 Ma) $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值分别为0.7047~0.7053、-1.97~-1.18^[29];未受地壳混染的赤湖辉长岩脉(57.8 Ma)之相应值分别为0.70547~0.70552、-0.2~0.6^[30]。显然,闽东南地区白垩纪—古近纪上地幔同位素组成相对稳定,属弱富集型。

但是,上述同位素组成特征并非意味着肖厝侵入岩源自地幔源区,更可能的是酸性岩浆起源于基性下地壳,加之幔源辉长闪长岩具有最高的Sr和最低的Rb丰度,在岩浆混合及流体交代的复合影响下,最终导致各类岩石同位素组成均一化且更趋同于基性端员;此外,这也反映岩浆混合作用主要发生于地壳深部,未受到中上地壳的同化混染。

4 讨论

4.1 肖厝岩浆混合发生于下地壳深部

岩浆混合是岩浆岩重要成岩方式之一。李昌年等^[31,32]将岩浆混合形成的侵入岩类称之为“浆混杂岩体”,包括浆混岩和岩浆混合后残余的端员岩浆岩、以及与岩浆混合作用无关的非岩浆混合岩等,并将浆混岩所特有的复杂岩石结构称之为“浆混结构”。

常见的岩浆混合现象是花岗岩中出现大量微粒镁铁质暗色包体(MME,多为闪长质),通常发生于地壳浅部,矿相学标志有矿物不平衡结构、斜长石环带成分突变、针状磷灰石和角闪石等;虽有人提出MME是源区原始岩石部分熔融后的富铁镁残余物^[33],但一般认为它们是幔源高温基性岩浆注入浅部酸性岩浆房,发生较彻底化学混合后的淬冷残余包体^[34-50]。上地壳内的岩浆混合首先经历热平衡阶段,基性岩浆快速冷却而晶出大量针状矿物如磷灰石、角闪石等,形成“淬火结构”暗色包体^[51]。需指出的是还有一种暗色包体是由花岗质岩浆在深部析离出的镁铁质微粒包体^[52],属于岩浆不混溶的产物,应注意与岩浆混合成因的MME相区别。

长乐—南澳构造带的岩浆混合现象早就引起关注,董传万等^[27]和周新民等^[25]报导过平潭岛的岩浆混熔现象;舒良树等^[8]也提出本区片麻状花岗岩中的透镜状暗色包体可能为岩浆混合产物。但是,由肖厝侵入岩的观察可知,这些“暗色包体”并非岩

浆化学混合后的残余基性淬冷包体,而是花岗质岩浆呈脉状穿插进入闪长岩、并将其逐渐分割熔蚀形成的岩块,以椭球形多见,也可呈不规则状,且普遍发育浅色岩浆混合边^[2];其原因可能为成分、温度和粘度差异的熔体之间不易充分进行化学混合,比例较小(<50%)的镁铁质岩浆就成为长英质岩浆中的分离态包裹体^[53,54]。上述闪长质岩块普遍结晶良好,角闪石呈板条状自形晶,不存在针状角闪石等淬火结构(图1a)。以上特征均有别于浅部岩浆混合。

除岩相学差异外,肖厝侵入岩与浅部岩浆混合的侵入岩还存在地球化学差异。在浅部岩浆混合过程中,Yb主要集中在残留体矿物中(如角闪石及副矿物),Sr趋向于进入花岗质岩浆中,导致MME的Yb/Sr比值显著高于酸性端员^[55,56];与之形成对比,肖厝闪长岩类的Yb/Sr(集中于0.003~0.005)远低于酸性端员二长花岗岩(集中于0.10~0.15)。又如,浅部岩浆混合中不同来源岩浆有不同的La/Ce比值^[56,57]和Rb/Ti比值^[58],可用于判别混合端员;肖厝侵入岩中不同岩类的La/Ce比值却相当接近(多数集中于0.54~0.57,表3),但它们的Rb/Ti比值差异明显,如二长花岗岩为0.073~0.083,花岗闪长质岩石为0.020~0.030,闪长质岩石为0.011~0.014,辉长闪长岩仅为0.005。以上暗示不同深度的岩浆混合可能出现不同的元素地球化学行为,但Rb/Ti比值基本不受此影响。

肖厝侵入岩的岩浆混合现象保存完好,故岩浆混合深度即是岩体侵位深度。肖厝侵入岩属于陆缘弧型TTG岩系^[20]。Moyen et al. (2006)^[59]指出,Nb/Ta比值低于原始地幔的TTG来自增厚下地壳内科马提质玄武岩的失水熔融,或由含水基性源岩部分熔融形成。程素华等(2011)^[60]通过模拟研究提出,具有上述Nb/Ta比值的TTG岩系由俯冲洋壳玄武岩含水条件下部分熔融形成。Xiong (2006)^[61]、赵振华等(2008)^[62]的研究也表明形成Nb、Ta相对于LILE亏损的TTG是其源区在含金红石榴辉岩相条件下(压力>1.5 GPa)熔融的产物。肖厝侵入岩的Nb/Ta比值集中于9.8~14.7(受流体交代的岩石除外),低于原始地幔(17.4^[18])而与大陆地壳(10~14^[62])的比值相当,Nb、Ta相对于LILE明显亏损。与此形成对照,含辉长质-闪长质岩浆混合淬冷包体的平潭火成杂岩侵位深度仅10~15 km^[63],利用董传万等(1997a)^[27]发表的数据,计算求得Nb/Ta比值除部分较低外,多数为19.43~37.48,明显高于原始地幔值。考虑到本区

大面积的白垩纪花岗岩基难以由俯冲洋壳部分熔融形成,肖厝花岗岩类更可能来自增厚基性下地壳的部分熔融,并在地壳深部与幔源(辉长)闪长质岩浆发生岩浆混合。这一认识也得到地球物理资料的佐证:本区曾发生大规模地幔物质上涌,在莫霍面上方形形成厚达5.0~8.0 km的花岗闪长质或辉石闪长质壳幔混合物层^[64]。

肖厝二长花岗岩含岩浆绿帘石,其铁角闪石压力计求得结晶深度达50~60 km,考虑到绿帘石深成岩形成于高压下地壳深度(≥ 30 km^[65]),推断岩体形成于加厚的下地壳深度。但铁角闪石结晶深度可能并非岩体侵位深度,其理由一是现今闽东南地区地壳厚度约32 km^[64,66],目前尚缺乏确凿证据证明白垩纪时地壳曾厚达60 km并发生过大规模地壳减薄;二是邻区平潭、东山岛、高山西江和晋江等地的白垩纪侵入岩(120~124.7 Ma)与肖厝侵入岩共同构成本区大花岗岩基,它们的形成深度分别为22 km、23~18 km、22 km和25 km^[20],均属正常下地壳深度。此外,结晶于50~60 km深度的铁角闪石为斜长石中的包裹体,可能与自形绿帘石均属岩浆初始结晶矿物。在岩浆仍以液相为主且可能发生快速上升侵位的情况下,早期结晶的绿帘石不能作为压力计反映岩体侵位深度^[67]。因此,推断肖厝侵入岩侵位于正常下地壳深度内。

中国东南部白垩纪火山岩也存在岩浆混合现象,但多见于早白垩世晚期双峰式火山岩中(如石帽山群火山岩,其基性端员为含角闪石玄武岩)^[68,69]。本区含淬冷包体(MME)的中-浅部岩浆混合也多发生于早白垩世晚期(≤ 115 Ma),且基性端员也普遍含角闪石(如平潭角闪辉长岩),均指示岩浆富水^[20,30,63]。Huppert et al. (1988)^[70]指出,较高温度和高延展性的陆壳会束缚底侵岩浆上升,促进地壳部分熔融并发生岩浆混合;水的加入可使高温基性岩浆密度低于地壳而易于上升。这可能就是本区白垩纪早期多见深部侵入岩浆混合、晚期多见浅部岩浆混合的原因。

4.2 肖厝侵入岩成岩过程与变质变形作用关系

有研究表明,世界上许多造山带发育的大量花岗岩多属同构造侵入体,即在构造运动最强烈或造山隆升时期侵入,而不是通常认为的形成于造山后环境^[71]。长乐—南澳构造带肖厝侵入岩等岩浆混成因花岗岩(即以往普遍认为的混合岩或片麻状花岗岩)也被认为是与变质变形关系密切的同构造(变形)深成岩,韧剪组构和糜棱质花岗岩同时形成

于中地壳,因此变形岩体年龄可代表变质变形时代^[1,6,8,10]。笔者等根据区域地质分析,曾推断肖厝侵入岩形成于变质变形作用之前的区域伸展环境,两者可能不存在直接关联^[2]。因此,肖厝岩体形成与变质变形作用的关系是需进一步解决的问题。

关于长乐—南澳构造带变质变形期次及其时代,历来颇有争议。郭福祥等(1996)^[72]认为存在晚侏罗世和早中白垩世之交的两期变质幕;孔华等(1996)^[73]根据变质矿物和变形构造的划分及岩石时代,认为经历了 165 Ma、120 Ma、90 Ma 三期变质变形。石建基等(2010,2011)^[74,75]也认为存在 3 期韧性剪切变形,分别为 155~145 Ma 的低角闪岩相变质和深层次右行推覆—韧性剪切、145~137 Ma 的高绿片岩相变质和中深层次左行—逆冲韧性剪切、约 120 Ma 的低绿片岩相变质和中—浅层次左行走滑—脆性剪切。类似地,邹和平等(2000)^[76]也将邻区广东南澳、莲花山韧性剪切带划分为 151~162 Ma 的深层次逆冲褶皱和动热变质、117.5~129.7 Ma 的强烈韧性剪切、以及 66~97 Ma 的韧性转化等三期变质变形。

对上述变质变形期次划分的研究,除了所依据的部分年龄数据不太可靠、以及认识相互矛盾外,还普遍存在一个误区,即在缺乏确切侵入接触关系的情况下,主要通过将变形者视为早期侵入体、叠加变形或未变形者视为晚期侵入体,并根据后者岩体年龄来划分变质变形期次。事实上,长乐—南澳构造带的构造演化过程极其复杂,即使在极短时间内,其性质也可发生显著变化;例如,现今活动特征分析表明,该构造带在 1987~1997 年的 10 年时间内,即经历了压性逆断到张性正断之变化,2002~2008 年间又转为压性逆断,总体表现为以压扭性为主兼右旋走滑特征,并伴有动力变质^[77]。野外观察表明,区内发育多条韧性剪切带,所穿越的同一岩体可同时出现强应变域和弱应变域、以及未变形区。此外,林文生等(1982)^[78]指出,该带内不同等级变质作用、火山活动均可形成红柱石、矽线石等变质矿物,不能简单用其划分变质相系;陈斌(1997)^[79]还提出,可能存在前中生代变质。显然,长乐—南澳构造带各类构造形迹与变质现象之时空关系几近扑朔迷离,依据侵入岩变形特征与时代、以及变质矿物等划分变质变形期次,可能会出现方法学上的错误。

另一方面,黄辉等(1993)^[80]认为长乐—南澳构造带的宏观与微观构造具有统一性特征,可能是深部构造层次在同一构造应力场作用下发生缓慢变形所致,剪切带形成于晚侏罗世末—早白垩世初;变质

作用也只发生一幕。高俊等(1993)^[81]提出其是叠加在变质地体上的左行平移简单剪切带。聂童春(2007)^[1]也认为变质变形作用发生于卷入其中的南园组火山岩和未受影响的石帽山群火山岩形成时代之间。南园组千枚岩化火山岩锆石年龄为 125 Ma^②,石帽山群火山岩时代为 103 Ma^[69]。系统的热年代学研究也表明,变质变形主要发生于 98~118 Ma^[9,28],与台湾大南澳基底杂岩(蓝闪石和绿辉石 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄 100~110 Ma^[82,83]的时代相当。此外,金门岛和烈屿岛(小金门岛)花岗片麻岩时代为 139 Ma,侵入其中的花岗岩(101 Ma)则无明显变质变形^[84]。

中国东南部晚中生代火山地质特征也可作为长乐—南澳构造带变质变形时代提供依据。区域晚中生代火山岩浆活动持续时间长,高峰期为 135~120 Ma;火山岩地层划分为下火山岩系(140~115 Ma)和上火山岩系(113~85 Ma),前者以局部双峰式火山活动为先导,主体为大面积酸性火山岩,后者则主要为双峰式火山岩,且局限于盆地内,表明它们均形成于区域伸展环境;上下火山岩系之间存在区域性角度不整合,但两岩系之内则不存在区域性不整合面^[2,4,23,25,85]。时间上的一致性表明,该区域性不整合面的形成与长乐—南澳构造带的变质变形应属同一构造事件,该事件在闽东南地区表现最为强烈,并波及中国东南部广大地区。同时,也从侧面反映早白垩世早期(120 Ma 以前)不存在区域性挤压变形事件。

关于长乐—南澳构造带花岗岩基的主体时代,Tong et al. (1996)^[6]曾报道东山同构造深成岩锆石 U-Pb 年龄为 121.5 Ma;李武显等(2003)^[10]测得惠安割山和莆田苏厝“片麻状”花岗闪长岩及其暗色闪长岩包体锆石年龄为 131~129.9 Ma,惠安割山与肖厝岩体属同一侵入体的不同露头,前者锆石测点过少,本次测得的肖厝岩体 120.9 Ma 应更能代表其侵位时代。此外,与肖厝侵入岩相当的东山岛(121.5 Ma)、平潭(124.7 Ma)、高山西江(120 Ma)和晋江(120 Ma)等地存在岩浆混合现象的花岗岩类均形成于早白垩世早期^[20]。因此,发生岩浆混合的花岗岩基(即以往认为的“片麻状花岗岩”)主要形成于 131~120 Ma。

综合上述,笔者认为长乐—南澳构造带只存在一期(或称一幕)118~100 Ma 变质变形,肖厝侵入岩则侵位于 120 Ma 之前,两者不属同一构造热事件产物,不存在直接成因联系。

尽管如此,肖厝侵入岩侵位后上升并最终暴露

于地表,却应与变质变形作用关系密切。黄辉等(1992)^[86]提出变质作用主要发生于约11 km深部,Tong et al. (1996)^[6]则认为变质变形深度至少16 km。孔华等(1996)^[73]提出变质作用PTtd轨迹为逆时针方向,反映变质峰期后发生隆升并叠加晚期退变质。王志洪等(1997)^[87]对区内各类变质岩和构造岩的热历史研究表明,韧性剪切带于107~118 Ma期间经历了快速的初始冷却上升。另一方面,肖厝侵入岩在侵位后的糜棱岩化阶段从深部下地壳隆升至13~14 km深度;邻区烈屿岛(小金门岛)花岗片麻岩形成于26~29 km深度,后来曾隆升至约15~16 km深度^[20]。地球物理资料也揭示,该构造带以东为高磁异常,莫霍面较之西部明显隆起^[64]。很可能位于中一下地壳深度的白垩纪花岗岩基和韧性变形带同时发生过大规模上升并暴露于地表。

审读闽东南地质图可知,长乐—南澳构造带东西两侧地质特征迥然有异,反映发生过SE向NW深层次逆冲推覆。构造带西侧大范围分布白垩纪南园组和石帽山群火山岩,东侧则出露澳角岩群变质岩和面积侏罗纪—白垩纪花岗岩。例如,东山县澳角村眼球状石榴黑云片麻岩原岩时代152.8 Ma为形成于中下地壳的变质深成岩类,现已出露地表^[88]。此外,石帽山群火山岩直接覆于变质花岗岩和糜棱岩之上^[81];在福清、平和等地还可见及石帽山群火山岩覆于白垩纪花岗岩基(二长花岗岩或花岗闪长岩)及侏罗纪侵入岩之上。由此,肖厝侵入岩应在~100 Ma时即已部分暴露地表。从时间上来看,大规模深层次逆冲推覆与变质变形发生的时间相当,也即地表所见的韧性剪切带、以及包括肖厝侵入岩在内的白垩纪花岗岩基均为深层次推覆体剥蚀后的残余。

地球物理探测还表明,闽东南现今上地壳下部13~15 km深度内为弱低速层,推测为局部熔融的花岗岩类;下地壳(15~32 km深)由中高级变质岩类组成;长乐—南澳构造带发育切割上下地壳界面和Moho面的陡倾深断裂^[66]。肖厝侵入岩侵位于下地壳却未发生明显变质作用,应是侵位后不久即快速上升至13~14 km深度(相当于现今上地壳下部的软弱层),之后再次上升至地壳浅部并剥蚀出露;如此巨量而快速的上升不能仅仅归结于岩体热隆升,而主要是118~100 Ma时多期次深层次逆冲推覆的结果。

此外,肖厝侵入岩的快速上升,还应与其侵位后尚未完全凝固固结有关。侵入岩有相当长的冷却

史,如闽东南新村晶洞花岗岩自103 Ma初始侵位于4.7 km到58 Ma热隆升至1 km完全冷却固结,共持续逾40 Ma^[89]。前亦已述及,肖厝二长花岗岩的锆石振荡环带测得两组年龄,分别为~136 Ma和~121 Ma。岩浆混合成因的岩石可出现明显两期锆石年龄,揭示混合作用或混合后的结晶分异可持续10~20 Ma^[21,90]。鉴于肖厝侵入岩结晶分异程度有限,推断136 Ma代表岩浆开始混合并晶出部分锆石的时间,121 Ma代表岩浆于下地壳初始侵位的时间,即岩浆混合作用持续了约~15 Ma,这一时段也正是区域晚中生代火山活动的高峰期,暗示壳幔作用是其深部机制。值得注意的是,肖厝侵入岩中岩浆混合条带极为发育,且总体产状近于直立,鲜明地指示其呈液—塑性动态侵位,这既有利于其快速上升再次侵位,也导致岩浆的化学混合不彻底。

Lin et al. (2011)^[91]的研究揭示华北克拉通东部在122~110 Ma期间也发生了中下部地壳岩石快速拆离折返至地表的过程,并伴随有大规模变质变形作用。因此,长乐—南澳构造带的118~100 Ma深层次逆冲推覆与变质变形不是偶然事件,很可能是统一构造机制下发生的、涉及整个中国东部的同一期重要构造事件。

5 结论

(1)肖厝侵入岩属典型的壳幔源岩浆混合成因侵入岩,由二长花岗岩、(辉长)闪长岩两种端员岩石及其岩浆混合形成的闪长质、花岗闪长质和花岗质过渡岩类组成,推断岩浆混合开始于136 Ma,并于120.9 Ma初始侵位于下地壳。

(2)岩浆混合及伴生流体交代作用,导致元素选择性富集/亏损和同位素组成均一化,并产生局部地球化学异常,如A/CNK值异常升高、Rb/Sr和Nb/Ta比值异常变化等。

(3)肖厝侵入岩的起源与长乐—南澳构造带变质变形无直接成因联系。变质变形是118~100 Ma期间深层次逆冲推覆事件的结果,并使侵位后尚未凝固固结的肖厝侵入岩由下地壳快速上升至地表;这一深层次逆冲推覆可能是波及整个中国东部的重大构造事件。

致谢:野外考察得到福建省地质调查研究院大力支持,南京地矿所杨祝良、沈加林和赵希林等参与研究,邓晋福教授、肖庆辉研究员等给予精心指导,在此一并表示诚挚谢意!

参考文献

- [1] 聂童春. 长乐-南澳构造带内的岩浆混合作用[J]. 福建地质, 2007, 26(4): 270-278.
- [2] 邢光福, 卢清地, 姜杨, 等. 闽东南长乐-南澳构造带“片麻状”浆混杂岩的厘定及其地质意义[J]. 地质通报, 2010, 29(1): 31-43.
- [3] 福建省地质调查研究院. 1: 25 万莆田市幅、泉州市幅区域地质调查报告[R]. 福州: 福建省地质调查研究院, 2007.
- [4] 陆志刚, 陶奎元, 谢家莹, 等. 中国东南大陆火山地质及矿产[M]. 北京: 地质出版社, 1997.
- [5] 任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 等. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿[M]. 北京: 科学出版社, 1990: 1-205.
- [6] Tong W X, Tobisch D T. Deformation of granitoid plutons in the Dongshan area, Southeast China: constraints on the physical conditions and timing of movement along the Changle-Nanao shear zone[J]. Tectonophysics, 1996, 267: 303-316.
- [7] 王志洪, 卢华复. 长乐-南澳韧性剪切带走滑特征探讨[J]. 地质论评, 1996, 42(1): 1-6.
- [8] 舒良树, 于津海, 王德滋. 长乐-南澳构造带晚中生代岩浆活动与变质-变形关系[J]. 高校地质学报, 2000, 6(3): 368-378.
- [9] 周旋, 于津海. 福建沿海中生代变质带中花岗质岩石的地球化学[J]. 地球化学, 2001, 30(3): 282-292.
- [10] 李武显, 周新民, 李献华. 长乐-南澳构造带变形火成岩的 U-Pb 和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄[J]. 地质科学, 2003, 38(1): 22-30.
- [11] He Z Y, Xu X S, Yu Y, et al. Origin of the late Cretaceous syenite from Yandangshan, SE China, constrained by zircon U-Pb and Hf isotopes and geochemical data[J]. International Geology Review, 2009, 5(6): 556-582.
- [12] Andersen T. Corrections of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chem. Geol., 2002, 192: 59-79.
- [13] Ludwig K R. Isoplot / Ex, rev. 2. 49: A geochronological toolkit for microsoft excel. berkeley geochronological center: Special Publication. 2001: 1- 58.
- [14] Li X H, Li W X, Li Z X, et al. 850-790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: a major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia[J]. Lithos, 2008, 102: 342-357.
- [15] Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American[J]. Sci., 1974, 274: 321-355.
- [16] Zorpi M J, Coulon C, Orsini J B and Cocirta C. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons[J]. Tectonophysics, 1989, 157: 315-329.
- [17] Pearce J A, Harris N B W and Trindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Petrol., 1984, 25: 956-983.
- [18] Sun S S and McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and process. Saunders A D and Norry M J (eds). Magmatism in the ocean basins[J]. Geol. Society London, Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [19] Masuda A, Nakamura N and Tanaka T. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37: 239-248.
- [20] 冯艳芳, 邓晋福, 肖庆辉, 等. 长乐-南澳构造带花岗岩类年代学岩石组合与构造演化[M]. 北京: 地质出版社, 2013.
- [21] 赵海滨, 莫宣学, 任院生, 等. 大兴安岭北端阿乌尼地区中生代杂岩体的岩浆混合作用[J]. 地质通报, 2005, 24(9): 854-861.
- [22] 邢光福, 陶奎元, 杨祝良. 浙江温州山门双峰式火山岩成因探讨[J]. 岩石学报, 1993, 9(增刊): 1-13.
- [23] 薛怀民, 陶奎元. 中国东南沿海中生代酸性火山岩的锶和钕同位素特征与岩浆成因[J]. 地质学报, 1996, 70(1): 35-47.
- [24] 杨祝良, 沈渭洲, 陶奎元, 等. 浙闽沿海早白垩世玄武质岩石 Sr, Nd 同位素特征: 古老富集型地幔的证据[J]. 地质科学, 1999, 1: 59-68.
- [25] 周新民, 李武显. 中国东南部晚中生代火成岩成因: 岩石圈消减和玄武岩底侵相结合的模式[J]. 自然科学进展, 2000, 10(3): 240-247.
- [26] 周金城, 陈荣. 闽东南晚中生代壳幔作用地球化学[J]. 地球化学, 2001, 30(6): 547-558.
- [27] 董传万, 周新民, 李惠民, 等. 闽东南晚中生代的壳幔作用: 平潭火成杂岩的同位素证据[J]. 科学通报, 1997a, 42(9): 959-962.
- [28] 王志洪, 卢华复. 福建沿海堆晶辉长岩的 Sm—Nd 年龄及意义[J]. 地质论评, 1999, 45(4): 408-411.
- [29] 董传万, 张登荣, 徐夕生, 等. 福建晋江中-基性岩墙群的锆石 SHRIMP U-Pb 定年和岩石地球化学[J]. 岩石学报, 2006, 22(6): 1696-1702.
- [30] 张贵山, 温汉捷, 胡瑞忠, 等. 闽东南基性岩脉成因及动

- 力学背景研究: Sr-Nd 同位素、元素地球化学[J]. 岩石学报, 2007, 23(4): 793-704.
- [31] 李昌年, 廖群安. 赣东北前寒武纪港边杂岩体的岩浆混合(和)作用及其地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2006, 25(5): 357-376.
- [32] 李昌年, 薛重生, 廖群安. 江西上饶地区发现我国首例岩浆混合杂岩体群[J]. 地质科技情报, 1996, 1: 12.
- [33] 陈国能, 张珂, 邵荣松, 等. 原地重熔及其地质效应[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2001, 40(1): 95-99.
- [34] 周新民, 姚玉鹏, 徐夕生. 浙东大衢山花岗岩中淬冷包体及其成因机制[J]. 岩石学报, 1992, 8(3): 234-242.
- [35] 周珣若. 花岗岩混合作用[J]. 地学前缘, 1994, 1(1-2): 87-97.
- [36] 李武显, 董传万, 周新民. 平潭和漳州深成杂岩中斜长石捕虏晶与岩浆混合作用[J]. 岩石学报, 1999, 15(2): 286-290.
- [37] Geshi N. Fractionation and magma mixing within intruding dike swarm: evidence from the Miocene Shitara-Otoge igneous complex, central Japan[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2000, 98: 127-152.
- [38] 李昌年. 岩浆混合作用及其研究评述[J]. 地质科技情报, 2002, 21(4): 49-54.
- [39] Slaby E. and Götze J. Feldspar crystallization under magma-mixing conditions shown by cathodoluminescence and geochemical modelling—a case study from the Karkonosze pluton (SW Poland) [J]. Mineralogical Magazine, 2004, 68(4): 561-577.
- [40] Choe W-H and Jwa Y-J. Petrological and geochemical evidences for magma mixing in the Palgongsan Pluton [J]. Geosciences Journal, 2004, 8(4): 343-354.
- [41] Janoušek V, Braithwaite C J R, Bowes D R. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sa'zava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic[J]. Lithos, 2004, 78: 67-99.
- [42] 刘振宏, 张良, 杨长秀, 等. 河南鲁山鸡冢岩体岩浆混合特征及意义[J]. 地质调查与研究, 2004, 27(2): 75-81.
- [43] 王晓霞, 王涛, Ilmari Hapala, 等. 秦岭环斑结构花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因及岩石学意义—元素和 Nd, Sr 同位素地球化学证据[J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 935-946.
- [44] 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 桂东北里松花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因[J]. 地球化学, 2006, 35(5): 506-516.
- [45] 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 冈底斯岩浆带中段岩浆混合作用: 来自花岗杂岩的证据[J]. 岩石学报, 2006, 22(4): 835-844.
- [46] 覃锋, 徐晓霞, 罗照华. 北京房山岩体形成过程中的岩浆混合作用证据[J]. 岩石学报, 2006, 22(12): 2957-2970.
- [47] 陈斌, 刘超群, 田伟. 太行山中生代岩浆作用过程中的壳幔岩浆混合作用: 岩石学和地球化学证据[J]. 地学前缘, 2006, 13(2): 140-147.
- [48] 王德滋, 谢磊. 岩浆混合作用: 来自岩石包体的证据[J]. 高校地质学报, 2008, 14(1): 16-21.
- [49] 齐有强, 胡瑞忠, 刘梨, 等. 岩浆混合作用研究综述[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2008, 27(4): 409-416.
- [50] 付强, 葛文胜, 温长顺, 等. 广西米场花岗岩及其暗色微粒包体的地球化学特征和成因分析[J]. 地球学报, 2011, 32(3): 293-303.
- [51] Blundy J D, Sparks R S J. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy[J]. Petro., 1992, 33(5): 1039-1104.
- [52] 陈荣, 邢光福, 杨祝良, 等. 浙东白垩纪北漳和梁弄花岗岩体及其暗色岩石包体研究[J]. 高校地质学报, 2005, 11(2): 264-275.
- [53] Bacon C R. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks [J]. Geophys. Res., 1986, 91: 6091-6112.
- [54] Sparks R S J, Marshall L A. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magma [J]. Volcan. and Geoth. Res., 1986, 29(1-4): 99-124.
- [55] Tindle A G. Trace element behaviour in microgranular enclaves from granitic rocks. In: Didier J, Barbarin B. (eds). Enclaves and Granite Petrology [J]. Amsterdam: Elsevier, 1991: 313-330.
- [56] 李永军, 赵仁夫, 李注苍, 等. 岩浆混合花岗岩微量元素成因图解尝试—以西秦岭温泉岩体为例[J]. 长安大学学报(地球科学版), 2003, 25(3): 7-15.
- [57] Marjorie W. Magmatic differentiation [J]. Geol. Soc. London, 1993, 150(4): 611-624.
- [58] 赵振华. 微量元素地球化学原理 [M]. 北京: 科学出版社, 1997: 1-73.
- [59] Moyen J F, Stevens G. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics [C]. Benn K, Mareschai J C and Condie K C (eds). Archean geodynamics and environments, AGU Geophysical Monograph, 2006, 164: 149-175.
- [60] 程素华, 汪洋. TTG 岩系 Nb-Ta-La 分馏特征的地球化学模拟: 对太古宙板块俯冲与大陆地壳生长机制的约束[J]. 大地构造与成矿学, 2011, 35(1): 95-104.
- [61] Xiong X L. Trace element evidence for growth of early

- continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite[J]. *Geology*, 2006, 34: 945-948.
- [62] 赵振华,熊小林,王强,等. 铌与钽的某些地球化学问题[J]. *地球化学*, 2008, 37(4): 304-320.
- [63] 董传万,徐夕生,陈小明,等. 福建平潭角闪辉长岩结晶过程的矿物学记录[J]. *矿物学报*, 1997b, 17(3): 285-290.
- [64] 廖其林,吴宁远,王振明,等. 福建长乐-诏安断裂带地壳上地幔结构与地热远景的初步探讨[J]. *海洋学报*, 1989, 11(6): 788-793.
- [65] Zen E-an, Hammarstrom J M. Magmatic epidote and its petrologic significance[J]. *Geology*, 1984, 12: 515-518.
- [66] 朱金芳,徐锡伟,张先康,等. 福州盆地及邻区地壳精细结构的深地震反射与高分辨率折射及宽角反射/折射联合探测研究[J]. *中国科学(D辑)*, 2005, 35(8): 738-749.
- [67] 张华锋,叶青培,翟明国. 岩浆绿帘石特征及其地质意义研究进展[J]. *地球科学进展* 2005, 20(4): 442-448.
- [68] 邢光福,汪庆华,陶奎元. 东南沿海中生代安山岩的地质意义[J]. *火山地质与矿产*, 2001, 22(3): 157-162.
- [69] 谢昕,徐夕生,邹海波,等. 中国东南沿海中-新生代玄武岩微量元素和 Nd-Sr-Pb 同位素研究[J]. *岩石学报*, 2001, 17(4): 617-628.
- [70] Huppert H E, Sparks R S J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust[J]. *Petrol.*, 1988, 29(3): 599-624.
- [71] 杨坤光,刘强. 花岗岩构造与侵位机制研究进展[J]. *地球科学进展*, 2002, 17(4): 546-550.
- [72] 郭福祥,袁奎荣. 长乐-南澳变质带形成的大地构造背景及变质幕[J]. *桂林工学院学报*, 1996, 16(2): 102-108.
- [73] 孔华,袁奎荣,郭福祥. 福建长乐-南澳变质带演化的 PTtd 轨迹[J]. *桂林工学院学报*, 1996, 16(1): 19-25.
- [74] 石建基,张守志. 长乐-南澳构造带中生代活动特征及大地构造属性[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2010, 40(6): 1333-1343.
- [75] 石建基. 长乐-南澳构造带变质变形期次划分及时代厘定[J]. *福建地质*, 2011, 30(3): 189-199.
- [76] 邹和平,王建华,丘元禧. 广东南澳和莲花山韧性剪切带⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄及其地质意义[J]. *地球学报*, 2000, 21(4): 355-364.
- [77] 林淑冰,王志鹏,占惠. 长乐-诏安断裂带垂直形变与断层活动特征分析[J]. *大地测量与地球动力学*, 2009, 29(5): 43-50.
- [78] 林文生,宋彩珍. 福建沿海中生代区域变质带中红柱石、硅线石的形成及其地质意义[J]. *岩矿测试*, 1982, 1(4): 1-13.
- [79] 陈斌. 福建平潭-东山变质带矽线石榴云母片岩中两期变质作用的岩相学证据及其构造意义[J]. *岩石学报*, 1997, 13(3): 380-394.
- [80] 黄辉,郭坤一,李声固,等. 福建省长乐-南澳构造带、平潭-东山褶皱带基本特征的研究[J]. *福建地质*, 1993, 12(1): 48-67.
- [81] 高俊,张建新,王荃. 福建长乐-东山构造带的变形特征及动力学研究[J]. *地质论评*, 1993, 39(1): 57-63.
- [82] Cao R, Zhu S. Studies on the Mesozoic marginal arc system of the southeast coast and Taiwan in China[J]. *Sci China (B)*, 1990, 33: 980-992.
- [83] Lo C H, Chen C H, Yang H C, et al. Exhumation of metamorphic complexes in East China - a consequence of late Mesozoic extension tectonics[C]. Extended abstract for "1996 International Symposium on Lithosphere Dynamics of East Asia", 1996: 76-78.
- [84] Lan C Y, Chung S L, Mertzman S A. Mineralogy and geochemistry of granitic rocks from Chinmen, Liehyu and Dadan islands, Fujian[J]. *Journal of the Geological society of China*, 1997, 40(3): 527-558.
- [85] 邢光福,卢清地,陈荣,等. 华南晚中生代构造体制转折结束时限研究—兼与华北燕山地区对比[J]. *地质学报*, 2008, 82(4): 451-463.
- [86] 黄辉,杨传夏,李荣安. 平潭-南澳褶皱变质带的温压条件及时代研究[C]//陆志刚和陶奎元主编:中国东南沿海火山地质与矿产论文集(第1辑). 北京:地质出版社, 1992: 214-221.
- [87] 王志洪,卢华复. 长乐-南澳韧性剪切带⁴⁰Ar/³⁹Ar 热年代学研究[J]. *中国科学*, 1997, 27(4): 294-299.
- [88] 冯艳芳,邓晋福,肖庆辉,等. 福建东山县澳角村澳角群花岗质石榴黑云片麻岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. *中国地质*, 2011b, 38(1): 103-108.
- [89] 沈渭洲,凌洪飞,李惠民,等. 福建新村晶洞花岗岩的热演化史[J]. *科学通报*, 2000, 45(14): 1538-1543.
- [90] 刘勇,李廷栋,肖庆辉,等. 骑田岭花岗岩体的岩浆混成因: 寄主岩及其暗色闪长质包体的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. *地质科技情报*, 2011, 2: 19-27.
- [91] Lin Wei, Monié P, Faure M, Schärer U, Shi Yonghong, Breton N L, Wang Qingchen. Cooling paths of the NE China crust during the Mesozoic extensional tectonics: Example from the south-Liaodong peninsula metamorphic core complex[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 42: 1048-1065.

Petrogenetic process of Cretaceous ‘gneissic’ magma-mixed complex in the Changle-Nan’ao structure zone, Fujian Province: a case study on Xiaocuo intrusion

XING Guang-fu¹, LI Long-ming², JIANG Yang¹, FENG Yan-fang³,

LU Qing-di⁴, CHEN Zhi-hong¹, YU Ming-gang¹, DUAN Zheng¹

(1 *Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing 210016, China*)

(2 *Department of Earth and Environmental Sciences, University of Waterloo, N2L 3G1, Canada*)

(3 *Development and Research Center of CGS, Beijing 100037, China*)

(4 *Fujian Institute of Geology and Survey Research, Fuzhou 350011, China*)

Abstract: There exists a large-scale Cretaceous granitoid batholith which underwent complex magmatic mixings along the Changle—Nan’ao structure zone in southeastern Fujian Province, in where Xiaocuo intrusion is a typical example. According to field survey and chemical analyses, Xiaocuo intrusion is mainly consisted by monzogranitic and gabbro-dioritic end members, dioritic-granodioritic-granitic transitional rocks formed by their magmatic mixing. These rocks are enriched in alkali, LREE and LILE, and depleted in HFSE, belonging to the meta-aluminous to weak peraluminous calc-alkaline series (A/CNK values = $0.82 \sim 1.05$, but increasing abruptly to 1.69 due to fluid metasomatism). Magma-mixing resulted in selective enrichment or depletion of some elements and homogenization of isotopes, the values of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_1$ and $\epsilon\text{Nd}(t)$ are $0.7055 \sim 0.7061$ and $-3.0 \sim -1.9$, respectively. Zircon LA ICP-MS U-Pb dating shows that Xiaocuo intrusion began its magmatic mixing in $\sim 136\text{Ma}$ and initially emplaced in 121Ma in the lower crust. Combined with the characteristics of regional geology, it is proposed that the mixing and emplacing of this intrusion took place earlier than metamorphism and deformation of the structure zone, so there has no genetic relationship to the latter processes. The Changle—Nan’ao structure zone occurred thrusting and napping of deep-seated crust during $118 \sim 100\text{Ma}$, which resulted in rapid rising and outcropping together of both ductile shear belts and Xiaocuo intrusion formed in middle-lower crust.

Key words: petrogenetic process; magma-mixing; Xiaocuo intrusion; Cretaceous; the Changle-Nan’ao structure zone