

DOI:10.16788/j.hddz.32-1865/P.2019.03.001

引用格式:高丽,洪文涛,杨祝良,等. 浙东小雄破火山晚白垩世火山-侵入杂岩成因及岩浆演化[J]. 华东地质, 2019, 40(3): 161-169.

浙东小雄破火山晚白垩世火山-侵入杂岩成因及岩浆演化

高丽^{1,2}, 洪文涛², 杨祝良², 余明刚²

(1. 中国地质科学院, 北京 100037; 2. 中国地质调查局南京地质调查中心, 南京 210016)

摘要: 通过对浙东小雄破火山晚白垩世火山岩(流纹岩)-浅成侵入岩(正长斑岩)进行系统的岩相学和地球化学分析,探讨了火山-侵入杂岩的成因及岩浆演化过程。研究表明,小雄破火山晚白垩世流纹岩和正长斑岩经历了不同的结晶分异过程:流纹岩经历了碱性长石+磷灰石+锆石的分异;正长斑岩经历了普通辉石+磷灰石+Ti-Fe氧化物的分异。流纹岩和正长斑岩的母岩浆均起源于地壳物质的重熔,但各自有相对独立的演化过程,两者非同-岩浆房内某一岩浆连续分异的产物。推测在小雄破火山之下不同深度存在由多个子岩浆房构成的复杂岩浆系统,暗示东南沿海晚中生代火山-侵入杂岩中的侵入岩并不完全代表岩浆房下部的堆晶部分。

关键词: 结晶分异;火山-侵入杂岩;岩浆系统;小雄破火山;浙江

中图分类号: P588.121

文献标识码: A

文章编号: 2096-1871(2019)03-161-09

酸性火山岩和侵入岩的成因及相互联系一直是岩石学研究的热点,对于进一步认识地壳形成及其内部岩浆系统演化具有重要意义^[1]。已有研究大多认为花岗岩与火山岩化学成分相似,但岩石成因不同:火山岩来自浅部岩浆房,是在低压环境下由酸性岩浆晶体-熔体快速分离形成的;花岗岩是酸性岩浆多期次、长时间汇聚的结果^[2-4]。“Mush”模型也认为,对火山-侵入杂岩来说,酸性火山岩岩浆代表高度演化岩浆房内富熔体的部分,而侵入岩则代表岩浆房下部的堆晶部分,往往在火山喷发之后形成^[5-6]。也有部分学者认为,火山岩与花岗岩可能起源于不同的初始岩浆^[7]。

我国东南沿海地区晚中生代大规模的火山活动形成在古太平洋板块消减构造背景下,其中90%以上是流纹质火山岩^[8]。这些酸性火山大多以中心

式喷发为主,形成规模各异的火山喷发区(一级火山构造)、火山构造洼地与火山构造隆起(二级火山构造)及破火山(三级火山构造)等,暗示地壳浅部存在岩浆房。前人已基本完成了典型火山机构的火山岩相-火山机构调查、火山旋回划分及区域岩石地层对比等方面的工作^[9-12],一些学者对火山-侵入杂岩的岩石成因及岩浆演化过程进行研究并取得了丰硕成果^[13-16]。夏林圻等^[16]对桐庐火山构造洼地不同旋回火山岩的全岩及包裹体进行分析,认为浅部岩浆房内由地壳熔融产生的富水钙碱性岩浆经过长期分异形成了层状岩浆房,从早到晚,火山岩SiO₂含量逐渐降低,是层状岩浆房由顶部到底部不断喷发的结果,这与邢光福等^[17]对浙江小雄和福建石牛山火山机构的研究结论相似。在以中心式喷发为主的典型火山机构内,火山-侵入杂岩具有同

* 收稿日期:2018-06-09 修订日期:2018-12-22 责任编辑:谭桂丽

基金项目: 国家重点研发计划专题“东南沿海中生代巨型火山构造成因与成矿(编号:2016YFC0600203)”、中国地质调查局“国家地质数据库建设与整合(编号:DD20179384)”和国家自然科学基金“磷灰石地球化学特征对酸性火山喷发及浅部岩浆房过程的指示:以福建永泰云破火山为例(编号:4170261)”项目联合资助。

第一作者简介: 高丽,1995年生,女,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。

通信作者简介: 杨祝良,1967年生,男,研究员,主要从事中国东南部区域地质调查和研究工作。

时空、同物源的特征^[18]。目前,对同一火山机构中火山-侵入杂岩不同部位(火山岩-次火山岩-(浅成)侵入岩)之间演化关系的研究仍不足,尤其是火山-侵入杂岩中的浅成侵入岩究竟代表岩浆房下部的堆晶还是未分异的岩浆组分?浙江雁荡山破火山 4 个旋回火山岩的变化主要受结晶分异作用控制,可能在浅部岩浆房有岩浆补充,晚期侵入岩代表高位岩浆房堆晶部分^[15],但这种模型是否适用于东南沿海所有典型火山机构值得商榷。

本文对浙东小雄破火山晚白垩世火山岩(流纹岩)-浅成侵入岩(正长斑岩)进行系统的岩相学及地球化学研究,探讨了流纹岩与正长斑岩之间的成因联系及其岩浆演化过程,对进一步认识东南沿海晚中生代火山-侵入杂岩的成因联系具有重要意义。

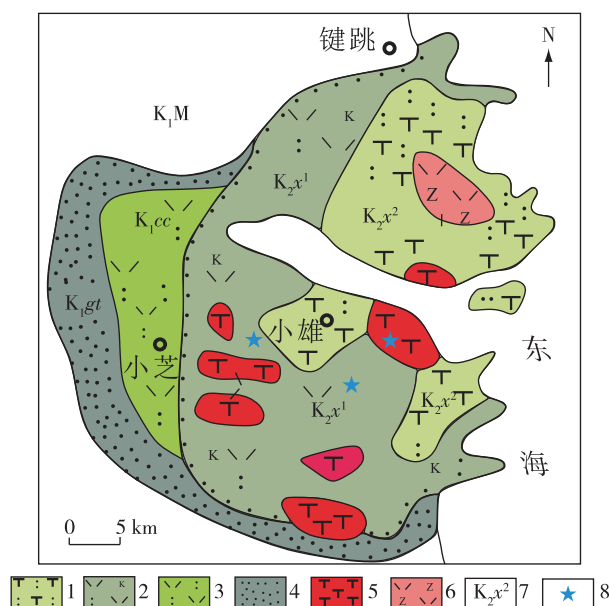
1 地质特征

小雄破火山位于浙东临海—三门一带,是一个典型的叠置于早白垩世火山构造洼地之上的晚白垩世破火山。破火山内出露的小雄组火山岩主体岩性为(碱长)流纹岩、(碱长)流纹质凝灰岩(图 1),年龄集中于 88~98 Ma^[17,19],底部以砂砾岩和沉凝灰岩等分别不整合覆盖于磨石山群和永康群馆头组、朝川组之上。最晚形成的浅成侵入岩以正长斑岩为主,其次为流纹斑岩、霏细斑岩,少量中基性安山玢岩和玄武安山玢岩。

小雄破火山出露的正长斑岩平面形态复杂,基质结晶程度高于同成分熔岩;与围岩呈侵入接触,蚀变较弱,一般为硅化和弱角岩化;边部流动构造发育;空间上受破火山控制明显,主要分布在破火山内或环绕破火山边缘,呈岩枝、岩株、岩筒产出。前人研究表明,小雄破火山正长斑岩与流纹岩是晚白垩世酸性岩浆活动的产物,代表东南沿海晚中生代岩浆活动的结束,两者是同源岩浆演化的产物,均起源于新生地壳物质的重熔^[17,19-20]。

2 样品特征及分析方法

本文研究对象为小雄破火山中的小雄组流纹岩和正长斑岩。流纹岩(图 2(a))呈肉红色,正交偏光显微镜下具流纹构造(图 2(b))。正长斑岩(图 2(c)、(e))为浅肉红色,正交偏光显微镜下基质具粗面结构(图 2(d))或细粒花岗结构(图 2(f))。二者矿物组成均以碱性长石、石英、斜长石为主、黑云母



- 1.粗面质火山岩;2.碱长流纹质火山岩;3.流纹质火山岩;
4.沉积岩;5.正长斑岩;6.霏细斑岩;7.地层代号(K₁M.磨石山群;K₁gt.馆头组;K₁cc.朝川组;K₂x¹.小雄组下段;K₂x².小雄组上段);8.采样点

图 1 浙江小雄破火山地质简图^[19]

Fig. 1 Geologic sketch map of the Xiaoxiong Caldera, Zhejiang Province^[19]

次之,副矿物包括磷灰石、锆石、钛铁氧化物等。

在野外地质调查和室内综合分析的基础上,挑选代表性正长斑岩(17XX-3-1—17XX-3-5、17XX-6-3—17XX-6-8)和流纹岩(17XX-2-1—17XX-2-4)共 15 个样品,粗碎后采用无污染玛瑙碎至 200 目制成粉末,取 30~50 g 以备全岩化学分析测试,该过程在河北省辰昌岩矿检测技术服务有限公司完成。全岩主量元素和微量元素测试在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成,每个样品称取 0.7 g,加入硼酸高温熔融成玻璃片,采用 PW4400 荧光光谱仪进行主量元素分析,氧化物总量分析精度和准确度优于 5%;全岩微量元素含量采用电感耦合等离子质谱法(ICP-MS)测定,分析精度和准确度优于 10%。

3 分析结果

3.1 主量元素特征

样品主量、微量元素含量见表 1。在 TAS 图(图 3(a))上,流纹岩大多落在流纹质范围内,正长

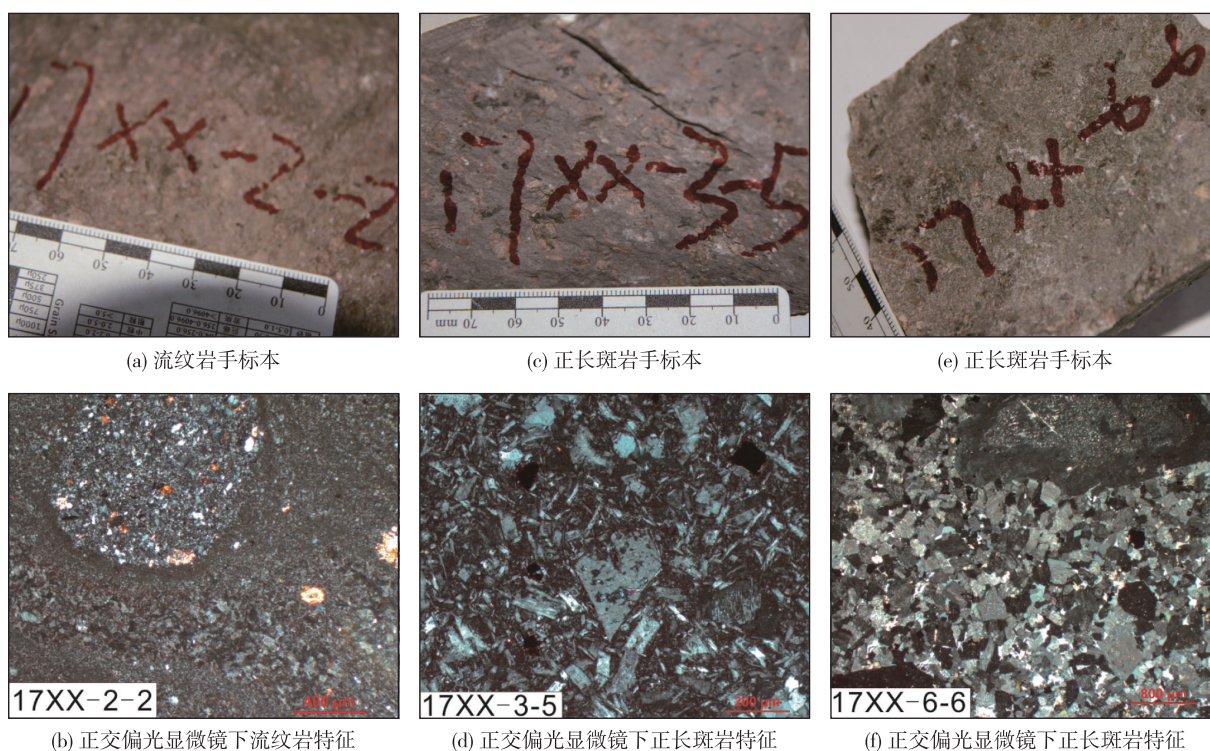


图 2 流纹岩和正长斑岩手标本与显微镜下特征

Fig. 2 Characters of rhyolite and syenite-porphphyry of hand specimen and microscope

斑岩落在粗面质与粗安质范围内,与野外及岩相学观察结果一致。

流纹岩富硅(SiO_2 含量为 67.91%~72.45%)、富碱($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 为 9.51%~11.37%), K_2O 含量(5.88%~6.93%) 大于 Na_2O 含量(2.74%~5.30%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 变化较大(1.15~2.53); Al_2O_3 含量为 14.00%~15.00%, CaO 含量均<0.70%,铝饱和指数 A/CNK 为 0.85~1.07,为准铝质(图 3(b))。

正长斑岩 SiO_2 含量为 58.39%~65.50%,富碱, Na_2O 含量为 4.34%~5.57%, K_2O 含量为 4.26%~6.52%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为 0.97~1.44; Al_2O_3 含量(15.52%~16.38%) 和 CaO 含量(0.66%~4.01%) 相对较高, A/CNK 为 0.90~0.94,为准铝质(图 3(b))。

相对于流纹岩,正长斑岩 SiO_2 含量较低,但更富碱。在 Harker 图解(图 4)中,流纹岩与正长斑岩具有不同的演化趋势:随 SiO_2 含量增加,正长斑岩 K_2O 、 Na_2O 及 Al_2O_3 含量呈线性增加, CaO 、 FeO^T 、 MgO 、 TiO_2 及 P_2O_5 含量快速下降;而流纹岩 K_2O 、 Na_2O 及 Al_2O_3 含量快速下降, CaO 、 FeO^T 、 MgO 、

TiO_2 及 P_2O_5 含量相对缓慢下降。

3.2 微量元素特征

在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(图 5(a))上,流纹岩和正长斑岩具有相似的稀土元素配分型式,均呈轻稀土元素富集的右倾型,轻、重稀土元素分馏明显。正长斑岩重稀土元素总量 ΣHREE 为 17.9~40.6, Gd/Lu 为 18.2~21.2,无明显的 Eu 负异常(δEu 为 0.87~1.00);流纹岩重稀土元素总量 ΣHREE 为 30.0~36.3, Gd/Lu 为 10.46~17.43,除了 1 个样品外,均具有明显的 Eu 负异常(δEu 约为 0.5),暗示更多斜长石的分异或二者岩浆源区存在差异。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5(b))上,流纹岩和正长斑岩均富集 Th、U、Zr、Hf、LREE 和 Rb、K,亏损 Nb、Ta、Sr、Ti(TNT 槽明显)。正长斑岩 Ba 含量为 $(1\,488\sim2\,171)\times10^{-6}$ 、Sr 含量为 $(98.4\sim486.0)\times10^{-6}$,高于流纹岩的 Ba 含量 $((215\sim368)\times10^{-6})$ 和 Sr 含量 $((28.6\sim58.2)\times10^{-6})$;正长斑岩 Zr 含量为 $(457\sim636)\times10^{-6}$,Rb 含量为 $(53\sim140)\times10^{-6}$,均低于流纹岩的 Zr 含量 $((934\sim1\,017)\times10^{-6})$ 和 Rb 含量 $((123\sim136)\times$

表 1 小雄破火山流纹岩和正长斑岩主量元素、微量元素含量及特征参数

Table 1 Contents of major elements, trace elements and characteristic parameters of the rhyolite and syenite-porphry of Xiaoxiong Caldera

样品编号	主量元素含量/%												微量元素含量/10 ⁻⁶											
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	
流纹岩	17XX-2-1	69.45	14.72	0.44	1.57	0.66	6.13	0.30	0.08	3.81	0.12	0.56	156	263	29.9	115.0	16.0	2.26	10.8	1.74	8.78	1.79	5.09	0.79
	17XX-2-2	70.03	14.16	0.62	1.72	0.77	5.88	0.37	0.11	3.63	0.11	0.53	128	235	26.5	89.4	14.8	2.08	10.7	1.68	8.81	1.81	5.34	0.82
	17XX-2-3	72.45	14.00	0.19	1.85	0.27	6.93	0.09	0.09	2.74	0.09	0.46	96	180	19.6	66.9	11.2	1.66	8.37	1.40	7.51	1.58	4.76	0.74
	17XX-2-4	67.91	15.00	0.65	1.60	0.90	6.07	0.41	0.09	5.30	0.15	0.67	202	352	40.0	139.0	18.6	2.65	12.9	1.77	9.07	1.65	4.73	0.69
正长斑岩	17XX-3-1	65.45	16.38	0.66	2.45	0.88	6.13	0.63	0.07	5.20	0.28	0.86	127	223	25.8	100.0	15.1	3.96	10.5	1.49	7.34	1.36	3.70	0.53
	17XX-3-2	65.50	16.18	1.04	2.63	0.66	5.44	0.55	0.07	5.57	0.28	0.85	128	225	26.4	101.0	15.0	3.97	10.5	1.50	7.29	1.39	3.81	0.53
	17XX-3-3	64.04	16.06	1.39	2.31	0.84	6.41	0.71	0.10	4.62	0.27	0.84	134	237	27.8	104.0	15.7	4.30	11.2	1.61	7.54	1.45	3.83	0.55
	17XX-3-4	64.80	16.20	1.29	2.55	0.56	5.91	0.58	0.09	5.01	0.27	0.81	122	212	25.2	91.2	14.1	3.72	10.0	1.44	7.04	1.33	3.78	0.51
	17XX-3-5	65.10	15.93	1.20	2.39	0.59	6.14	0.60	0.09	4.83	0.27	0.79	127	232	26.3	89.7	15.2	3.94	10.8	1.51	7.45	1.38	3.70	0.54
	17XX-6-3	63.71	16.34	1.54	2.21	1.24	5.81	0.97	0.11	4.94	0.31	0.91	135	243	27.8	105.0	15.9	4.13	10.8	1.56	7.59	1.48	3.90	0.54
	17XX-6-4	64.03	16.26	1.62	2.35	1.02	6.52	0.94	0.12	4.53	0.30	0.90	140	254	28.5	106.0	16.7	4.25	12.1	1.61	7.93	1.45	3.85	0.56
	17XX-6-5	63.68	16.02	1.74	1.87	1.56	6.18	0.98	0.12	4.60	0.31	0.91	136	242	29.6	107.0	16.0	4.13	11.1	1.65	7.49	1.49	3.81	0.55
	17XX-6-6	64.44	16.36	1.56	2.02	1.24	6.28	0.87	0.11	4.73	0.29	0.87	140	248	28.3	106.0	16.2	4.06	11.3	1.57	7.70	1.42	3.86	0.56
	17XX-6-7	63.93	16.19	1.79	1.86	1.56	6.04	1.01	0.12	4.76	0.31	0.90	134	239	27.9	108.0	15.8	4.14	10.8	1.57	7.53	1.45	3.94	0.55
	17XX-6-8	63.66	15.93	2.22	1.97	1.81	5.65	1.10	0.12	4.64	0.38	0.98	131	242	27.8	101.0	16.3	3.99	11.9	1.60	8.05	1.44	3.85	0.58
	06SM-1*	62.90	16.71	1.90	2.08	1.50	5.76	0.96	0.10	5.35	0.30	0.92	115	225	26.1	97.9	14.2	3.96	10.3	1.37	6.91	1.32	3.46	0.51
	06SM-4a*	58.39	15.52	4.01	3.41	3.31	4.26	2.18	0.13	4.34	0.75	1.60	128	256	31.0	124.8	19.7	5.68	15.2	1.98	10.48	2.04	5.10	0.73
	06SM-4b*	59.00	15.56	3.74	3.26	3.06	4.37	2.09	0.14	4.52	0.72	1.54	92	186	21.9	87.3	13.8	3.83	10.3	1.39	7.25	1.42	3.44	0.51
	06SM-11*	59.74	15.69	3.48	3.08	2.82	4.69	1.93	0.13	4.34	0.69	1.46	93	182	21.8	87.4	13.5	3.69	10.1	1.37	7.30	7.30	1.40	3.56
	06SM-12*	62.50	16.53	1.59	2.57	1.90	6.01	0.79	0.13	4.90	0.38	1.03	109	219	25.2	96.1	14.1	3.71	10.3	1.35	7.23	1.38	3.65	0.52
06SM-13*	62.86	16.46	1.84	2.33	1.71	5.97	1.07	0.15	4.94	0.31	0.96	111	226	25.5	95.6	14.0	3.86	10.0	1.33	7.18	1.32	3.53	0.49	
样品编号	微量元素含量/10 ⁻⁶																		特征参数					
	Yb	Lu	Y	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	Sr	Hf	Zr	Sc	V	Co	Ni	Ga	Pb	Rb/Sr	Th/Nb	Nb/Yb		
流纹岩	17XX-2-1	5.10	0.84	51.8	3.74	194	368	14.8	2.21	31.6	1.81	58	17.3	766	8.9	12.6	0.59	0.60	26.2	28.4	3.33	0.47	6.20	
	17XX-2-2	5.59	0.91	45.7	3.43	173	363	17.6	2.36	32.5	2.07	51	17.7	722	8.1	11.7	0.68	0.74	23.6	32.7	3.39	0.54	5.81	
	17XX-2-3	4.87	0.80	43.9	3.50	224	347	17.5	2.87	35.0	2.03	45	16.0	636	7.3	9.3	0.76	0.77	21.6	29.0	5.01	0.50	7.19	
	17XX-2-4	4.70	0.74	47.3	2.22	128	215	9.06	1.71	19.3	1.18	29	17.6	962	9.2	14.6	0.47	0.84	26.9	26.3	4.48	0.47	4.11	
正长斑岩	17XX-3-1	3.32	0.55	37.0	3.02	140	1796	6.24	1.01	17.9	1.02	101	11.5	589	10.6	17.8	0.92	0.26	20.2	19.0	1.39	0.35	5.39	
	17XX-3-2	3.31	0.56	36.5	2.72	131	1706	6.15	1.03	18.7	1.00	111	11.4	586	10.7	18.1	0.90	0.35	20.2	18.7	1.18	0.33	5.65	
	17XX-3-3	3.45	0.57	36.3	3.75	83	2055	6.44	0.99	17.4	1.02	102	11.9	598	10.6	16.7	1.03	0.73	22.5	17.8	0.81	0.37	5.04	
	17XX-3-4	3.27	0.55	36.4	3.54	84	1874	5.97	1.00	18.8	1.01	113	11.1	589	10.0	17.3	0.92	0.46	22.0	15.1	0.74	0.32	5.75	
	17XX-3-5	3.42	0.54	34.5	3.37	127	1854	6.36	0.99	16.7	0.99	98	11.3	572	10.0	15.6	0.91	0.39	21.3	14.8	1.29	0.38	4.88	
	17XX-6-3	3.61	0.56	32.9	2.90	82	2058	6.98	1.01	16.2	1.03	159	12.2	592	11.4	23.7	2.02	1.17	23.3	17.7	0.51	0.43	4.49	
	17XX-6-4	3.44	0.56	37.8	3.30	125	2160	6.65	0.99	17.6	1.03	165	12.2	617	12.3	21.2	1.52	0.66	22.5	17.4	0.76	0.38	5.12	
	17XX-6-5	3.55	0.58	39.3	3.32	106	1937	6.60	1.10	19.7	1.04	176	12.2	636	11.8	23.3	1.86	1.41	24.7	18.0	0.60	0.34	5.55	
	17XX-6-6	3.46	0.56	39.9	3.10	115	1980	6.54	1.03	17.6	1.01	159	11.6	605	11.2	20.6	1.37	0.62	23.3	17.6	0.72	0.37	5.09	
	17XX-6-7	3.46	0.57	38.0	3.32	96	1928	6.52	1.08	19.3	1.03	178	11.8	619	11.1	23.4	1.90	1.09	24.2	18.1	0.54	0.34	5.58	
	17XX-6-8	3.44	0.58	41.7	2.13	77	1915	6.79	1.12	18.2	1.03	215	11.3	592	12.8	33.4	3.70	1.40	23.0	18.0	0.36	0.37	5.29	
	06SM-1*	3.18	0.52	32.9	—	74	1880	6.44	—	15.9	0.94	140	10.3	597	11.2	19.3	2.31	1.90	21.2	17.6	0.53	0.41	4.98	
	06SM-4a*	4.41	0.70	48.9	—	76	2171	7.89	—	21.2	1.35	486	12.1	615	21.7	113.0	13.87	4.88	26.9	21.7	0.16	0.37	4.81	
	06SM-4b*	3.14	0.49	33.7	—	53	1541	5.69	—	14.9	0.93	325	8.6	457	14.4	71.7	8.88	45.91	19.1	16.1	0.16	0.38	4.75	
	06SM-11*	0.52	3.17	35.1	—	67	1488	6.50	—	16.1	0.99	347	8.8	474	15.0	65.5	8.91	3.34	20.6	15.8	0.19	0.40	30.82	
	06SM-12*	3.20	0.52	33.3	—	79	1986	6.01	—	15.9	0.96	220	10.2	580	11.7	33.9	4.28	3.23	21.2	17.2	0.36	0.38	4.95	
06SM-13*	3.19	0.50	032.3	—	67	1951	6.54	—	16.5	0.96	187	10.6	607	11.4	24.5	3.14	4.13	22.3	19.7	0.36	0.40	5.16		

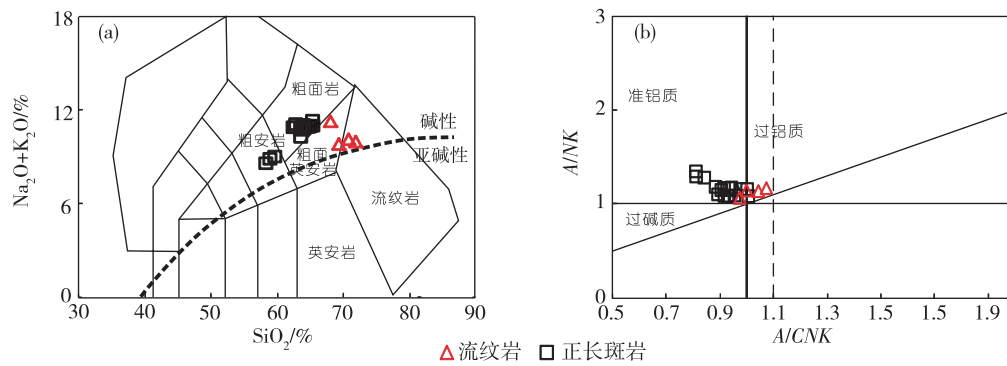


图 3 小雄破火山流纹岩、正长斑岩 TAS 图解(a)^[21]及 A/NK-A/CNK 分类图解(b)^[22]

Fig. 3 TAS diagram (a)^[21] and A/NK-A/CNK classification diagram (b)^[22] for the rhyolite and syenite-porphyry of Xiaoxiong Caldera

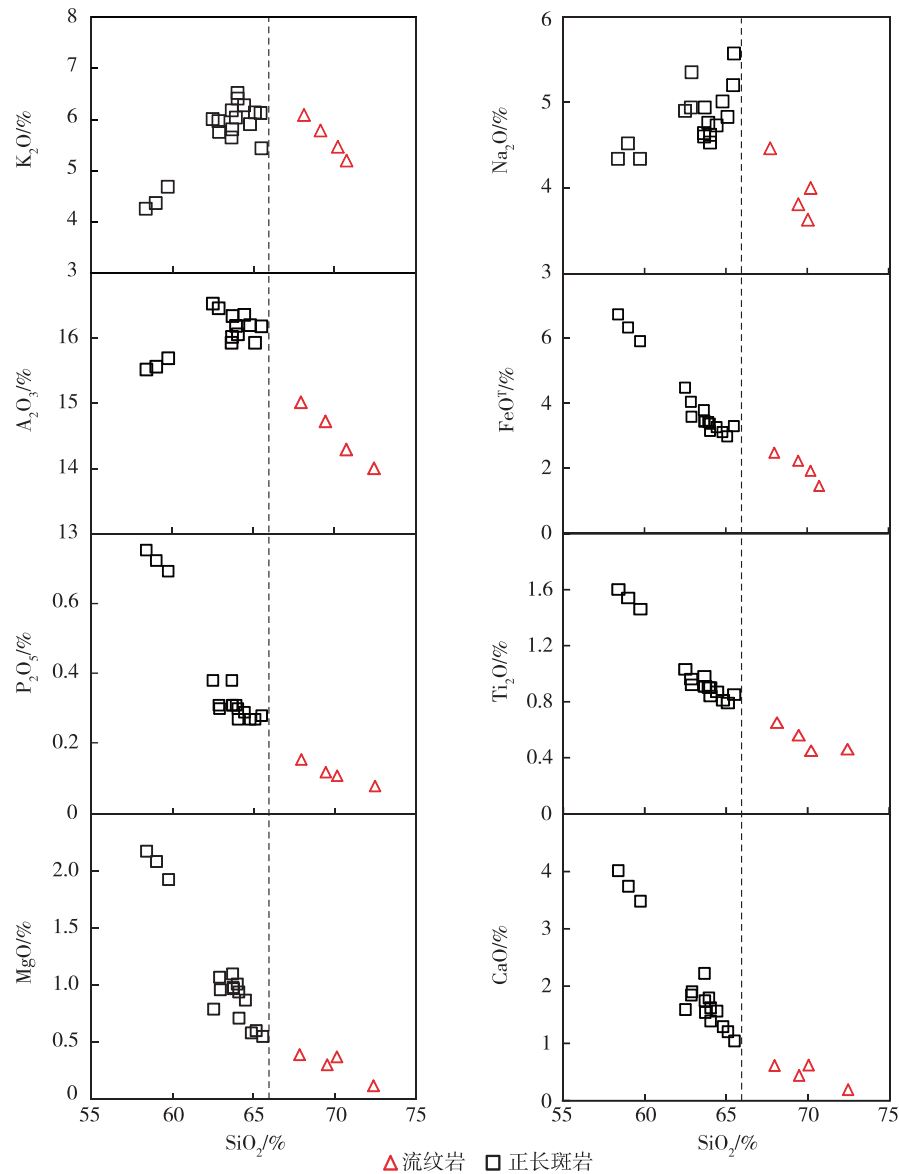


图 4 小雄破火山流纹岩和正长斑岩 Harker 图解

Fig. 4 Harker diagram for the rhyolite and syenite-porphyry of Xiaoxiong Caldera

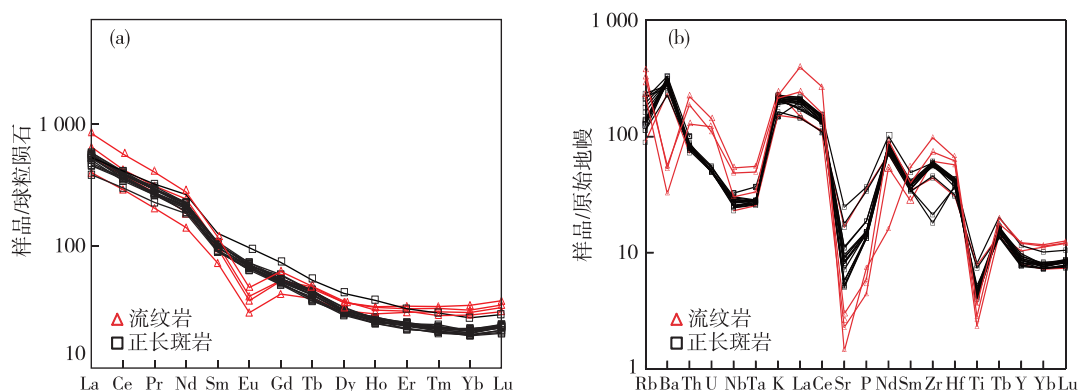


图5 小雄破火山流纹岩和正长斑岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(a)及原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)^[23]
Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution diagram (a) and primitive mantle-normalized spider diagram (b) for the rhyolite and syenite-porphyry of Xiaoxiong Caldera^[23]

10^{-6})。随着 SiO_2 含量增加,流纹岩 Zr、La 含量显著下降(图 6(a)、(b)),但 Sr 含量无明显变化(图 6(c));而正长斑岩的 Zr、La 含量缓慢增加(图 6(a)、

(b)),Sr 含量快速降低(图 6(c))。值得注意的是,正长斑岩与流纹岩的 Ba 含量没有表现出与其他主量和微量元素相似的连续变化趋势(图 6(d))。

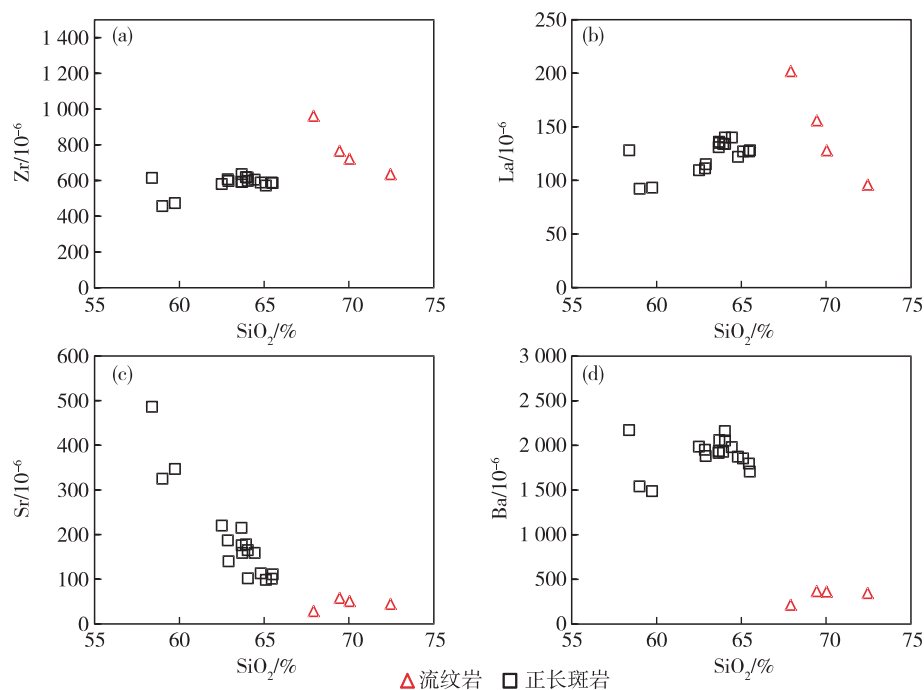


图6 小雄破火山流纹岩和正长斑岩微量元素协变图

Fig. 6 Covariant diagram of trace elements for the rhyolite and syenite-porphyry of Xiaoxiong Caldera

4 讨论

在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(图 5(a))及原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5(b))上,小雄破火山流纹岩及正长斑岩具有相

似的配分型式,均显示出轻稀土元素富集的右倾特征,轻、重稀土元素分馏明显,富集高场强元素 Th、U、Zr、Hf、LREE 和大离子亲石元素 Ba、Sr、Rb、K、Pb,相对亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti,暗示岩浆可能起源于地壳重熔^[24]。流纹岩和正长斑岩 $\text{Rb/Sr} >$

0.5, $\text{Ti}/\text{Zr} < 20$, 位于壳源范围^[25], 高场强元素 Nb/Ta(15.7~18.9)及 Nb/Yb(4.11~7.19)差别不大, 暗示二者具有同源性。研究表明^[17,26], 在一个独立的破火山口内, 岩浆活动产物的同位素组成(Nd-Hf)一致, 即具有相同的物质来源。

流纹岩和正长斑岩的主量和微量元素之间具有良好的协变关系, 与结晶分异作用有关^[14,15]。随 SiO_2 含量增加, 正长斑岩 K_2O 、 Na_2O 及 Al_2O_3 含量均呈线性增加, CaO 、 FeO 、 MgO 、 TiO_2 及 P_2O_5 含量快速下降, 暗示长石不作为主要的分异相, 而是以铁氧化物以及单斜辉石、磷灰石作为主要的分异相。随 SiO_2 含量增加, 流纹岩 K_2O 、 Na_2O 及 Al_2O_3 含量快速下降, 代表碱性长石大量分异, 与全岩强烈的 Eu、Sr、Ba 负异常一致; TiO_2 、 FeO^T 含量降低暗示钛磁铁矿的分异; P_2O_5 、LREE 含量显著降低说明受磷灰石分异控制^[27-28]; CaO 含量降低不明显, 且含量较低, 表明无明显辉石、角闪石或钙质斜长石分异。

虽然流纹岩和正长斑岩的主微量元素变化特征表明二者同源且均具明显的结晶分异趋势, 但是否意味着流纹岩与正长斑岩均由同一初始岩浆经连续分异形成仍值得商榷。若以正长斑岩作为

流纹岩的母岩浆, 那么随着大量长石、磷灰石和锆石的分异及 SiO_2 含量的升高, 其产物应具有更低的 Zr 及 LREE 含量。但流纹岩与正长斑岩 Zr、LREE 含量却无明显差别。此外, 流纹岩与正长斑岩 Ba 含量不同, 也不支持二者是同一初始岩浆连续分异的产物。在 Zr-La 及 Nb-La 协变图解(图7)上, 流纹岩和正长斑岩两者近乎平行的协变特征也表明流纹质岩浆不可能由正长质岩浆直接分异而成。换言之, 正长斑岩并不能作为流纹岩的母岩浆。因此, 一种可能是, 两种岩石是同一岩浆房内不同部位岩浆的产物, 即在一个层状岩浆房内, 由于结晶分异、重力-温度梯度变化及岩浆房结构控制, 产生了岩浆房内部结构(晶体大小、含量)及成分(斑晶、熔体)的差异。岩浆房上部演化程度高的部分喷发形成了高 SiO_2 的流纹岩, 下部演化程度较低的部分形成了晚期侵出的正长斑岩^[17]。另一种可能性是, 两种岩浆属于同一岩浆系统(同源)但不同深度的次级岩浆房(囊), 各自经历了相对独立的演化过程。近现代火山及其喷出物地球物理、岩石学、实验岩石学和数值模拟等研究均证实, 在火山之下普遍存在一系列不同深度的次级岩浆房^[29-30]。

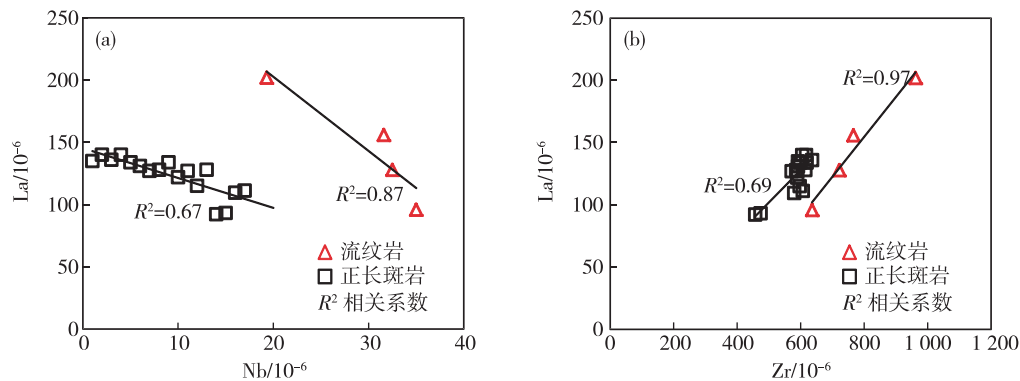


图7 小雄破火山流纹岩和正长斑岩 Nb-La 及 Zr-La 协变图

Fig. 7 Covariant diagrams of Nb-La and Zr-La for the rhyolite and syenite-porphry of Xiaoxiong Caldera

假设正长斑岩与流纹岩是同一岩浆房不同部位的产物, 可设想在小雄破火山多期次、多类型(溢流、爆发)的喷发过程中, 应伴生多期次的侵入相, 但这显然与地质事实(正长斑岩在火山完全喷发后才侵入于早期喷发的流纹质火山岩中)不符。小雄破火山晚期的侵入相并不仅仅是分异程度偏低的正长斑岩, 还存在大量分异程度较高的流纹斑岩及霏细斑岩, 其 SiO_2 含量与流纹岩相近^[31]。因此, 由

同一个层状岩浆房经历岩浆分带, 随后多阶段喷发-侵入形成小雄破火山火山-侵入杂岩的可能性不大。更合理的解释是, 流纹岩与正长斑岩由来源于同一地壳源区的初始岩浆在同一岩浆系统不同深度的次级岩浆房(囊)经相对独立的分异演化过程形成。因此, 对于东南沿海晚中生代典型火山机构来说, 正长斑岩不一定代表了岩浆房下部的堆晶部分^[15,26,32]。小雄破火山作为东南沿海晚中生代最晚

期的、一个相对独立且范围不大的中心式喷发火山机构,其岩浆系统受外来(非岩浆的)因素影响相对较小,但岩石类型却复杂多样,暗示同一岩浆系统存在不同深度的次级岩浆房(囊)。开展这一天然优良实验场的后续研究对于进一步认识更大范围、更高级别火山机构,乃至整个东南沿海晚中生代火山岩浆系统的复杂性具有重要意义。

5 结 论

(1)小雄破火山中的流纹岩与正长斑岩均为地壳重熔的产物。正长斑岩成分变化主要受控于普通辉石、磷灰石以及 Ti-Fe 氧化物的分异,流纹岩成分变化则受控于碱性长石、磷灰石和锆石的分异。

(2)流纹岩和正长斑岩是同源的(共同的源区),源区重熔形成的流纹质和正长质岩浆分别在不同深度次级岩浆房(囊)内经历了相对独立的演化过程。小雄破火山之下极可能存在由不同深度的多个子岩浆房构成的岩浆系统。

参考文献

- [1] BACHMANN O, HUBER C. Silicic magma reservoirs in the Earth's crust[J]. *American Mineralogist*, 2016, 101:2377-2404.
- [2] 张岩,马宏杰,樊永成,等. 浙江遂昌柘岱口地区酸性碎斑熔岩地质特征及成因[J]. *华东地质*, 2017, 38(1):1-11.
- [3] ANNEN C. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 284(3/4):409-416.
- [4] SILVA S L D, GOSNOLD W D. Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2007, 167(1/4):320-335.
- [5] BACHMANN O, BERGANTZ G W. On the origin of Crystal-poor Rhyolites: Extracted from Batholithic Crystal Mushes[J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45(8):1565-1582.
- [6] EICHELBERGER J C, IZBEKOV P E, BROWNE B L. Bulk chemical trends at arc volcanoes are not liquid lines of descent[J]. *Lithos*, 2006, 87:135-154.
- [7] KEMP A I S, HAWKESWORTH C J, PATERSON B A, et al. Exploring the plutonic-volcanic link: a zircon U-Pb, Lu-Hf and O isotope study of paired volcanic and granitic units from southeastern Australia[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 2006, 97(4):337-355.
- [8] ZHOU X M, SHEN W Z, SUN T, et al. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution[J]. *地质幕:英文版*, 2006, 29(1):26-33.
- [9] 陶奎元,薛怀民. 论南京娘娘山碱性岩浆房的梯度及其成因机制[J]. *岩石矿物学杂志*, 1989, 8(4):289-299.
- [10] 薛怀民,陶奎元. 浙江拔茅破火山岩浆作用:开放体系多机制复合演化[J]. *岩石学报*, 2001, 17(3):403-412.
- [11] 尹家衡,黄光昭. 中国东南沿海中生代火山旋回[J]. *火山地质与矿产*, 1997(3):167-190.
- [12] 谢家莹. 试论陆相喷出岩区火山地层单位与划分——关于喷出岩区填图单元划分的讨论[J]. *火山地质与矿产*, 1996(3):85-94.
- [13] 夏林圻,张诚. 论桐庐中生代火山岩岩浆演化[J]. *岩石学报*, 1989, 5(4):1-14.
- [14] 周金城,王德滋,汪相,等. 对桐庐早白垩世火山-侵入岩成因的几点认识[J]. *岩石学报*, 1999, 15(2):263-271.
- [15] YAN L L, HE Z Y, JAHN B M, et al. Formation of the Yandangshan volcanic-plutonic complex (SE China) by melt extraction and crystal accumulation [J]. *Lithos*, 2016, 266/267:287-308.
- [16] 夏林圻,张诚. 浙江桐庐、寿昌等地区火山杂岩中岩浆包裹体温压地球化学研究[J]. *西北地质科学*, 1989(2):1-42.
- [17] 邢光福,陈荣,杨祝良,等. 东南沿海晚白垩世火山岩浆活动特征及其构造背景[J]. *岩石学报*, 2009, 25(1):77-91.
- [18] 王德滋,周金城,邱检生,等. 中国东南部晚中生代花岗岩质火山-侵入杂岩特征与成因[J]. *高校地质学报*, 2000, 6(4):53-61.
- [19] 翁祖山,俞方明. 浙东沿海上白垩统小雄组的建立[J]. *火山地质与矿产*, 1999(3):197-204.
- [20] 刘磊,徐夕生,夏炎,等. 浙东南地区晚中生代“祝村组”的解体:相关火山岩形成时代及岩石成因[J]. *岩石学报*, 2017, 33(1):115-126.
- [21] MIDDLEMOST E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 1994, 37(3/4):215-224.
- [22] MANIAR P D, PICCOLI P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1989, 101(5):635-643.
- [23] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic

- systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society London Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.
- [24] RUDNICK R L, GAO S. Composition of the continental crust[J]. Treatise on Geochemistry, 2003, 3: 659-665.
- [25] TISCHENDORF G, PALCHEN W. On the classification of granitoids[J]. Zeitschrift Fuer Geologische Wissenschaften, 1985, 13(5): 615-627.
- [26] YAN L L, HE Z Y, BEIER C, et al. Geochemical constraints on the link between volcanism and plutonism at the Yunshan caldera complex, SE China[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2018, 173(4): 410-430.
- [27] WATSON E B, GREEN T H. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1981, 56: 405-421.
- [28] 刘锐, 周汉文, 张利, 等. 华夏地块古元古代陆壳再造: 锆石微量元素与 U-Pb 和 Lu-Hf 同位素证据[J]. 科学通报, 2009, 54(7): 906-917.
- [29] 樊祺诚, 隋建立, 孙谦, 等. 天池火山千年大喷发的岩浆混合作用与喷发机制初步探讨[J]. 岩石学报, 2005, 21(6): 1703-1708.
- [30] PRICE R C, GAMBLE J A, SMITH I E M, et al. The anatomy of an Andesite volcano: a time-stratigraphic study of andesite petrogenesis and crustal evolution at Ruapehu Volcano, New Zealand[J]. Journal of Petrology, 2012, 53(10): 2139-2189.
- [31] 浙江省第五地质大队区调分队. 1:5万区调天台测区区域地质调查报告[R]. 宁波: 浙江省第五地质大队, 1996: 34-65.
- [32] 王加恩, 刘远栋, 汪建国, 等. 浙江丽水地区磨石山群火山岩时代归属[J]. 华东地质, 2016, 37(3): 157-165.

Petrogenesis and magmatic process of Late Cretaceous volcano-intrusive complex from Xiaoxiong Caldrea, Eastern Zhejiang Province

GAO Li^{1,2}, HONG Wen-tao², YANG Zhu-liang², YU Ming-gang²

(1. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

2. Nanjing Center, China Geological Survey, Nanjing 210016, China)

Abstract: Xiaoxiong Caldera is a well-outcropped Late Cretaceous volcanic apparatus situated in eastern seashore of Zhejiang Province, which indicates the end of Mesozoic large-scale silicic volcanic activity of southeastern China. Rhyolite and syenite-porphyry were two important rock types of the volcano-intrusive complex outcropped in the caldera. Petrologic and geochemical studies showed that both of them had experienced different crystal differentiation processes, of which the syenite-porphyry were controlled by Augite+ Apatite+ Ti-Fe oxide differentiation while the rhyolite controlled by the differentiation of alkaline feldspar+apatite+zircon. Parent magmas of the both were originated from the remelting of the source crustal material but each had undergone a relatively independent evolution process, rather than the continuous magmatic evolution in one magma chamber. It is inferred that there should have some sub-magmatic chambers at different depths which contributed an integrated magmatic system beneath the Xiaoxiong Caldera and resulted in the variety of rock type. Thus it suggests that the intrusive rocks of the Late Mesozoic volcano-intrusive complexes in Southeastern China may probably not be supposed to the accumulate part of the lower magma chamber.

Key words: crystal fractionation; volcano-intrusive complex; magmatic system; Xiaoxiong Caldera; Zhejiang Province