

# 海南白垩纪六罗村组火山岩的年代学、 地球化学特征及其大地构造意义

周云<sup>1,2</sup>, 梁新权<sup>2</sup>, 梁细荣<sup>2</sup>, 蒋英<sup>2,3</sup>, 蔡运花<sup>4</sup>, 邹水长<sup>5</sup>,  
王策<sup>2,3</sup>, 付建刚<sup>2,3</sup>, 董超阁<sup>2,3</sup>

(1. 桂林理工大学 地球科学学院, 广西 桂林 541004; 2. 中国科学院 广州地球化学研究所; 同位素地球化学  
国家重点实验室, 广东 广州 510640; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 江西耀升钨业股份有限公司,  
江西 赣州 341300; 5. 江西省崇义县交通运输局, 江西 赣州 341300)

**摘要:** 琼南分布有大量白垩纪火山岩, 目前对这些火山岩的研究程度仍然较低。本文对出露在三亚六罗地区六罗村组的白垩纪火山岩进行了精细的年代学和元素地球化学分析。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年表明, 六罗村组上部的流纹岩和下部的玄武安山岩具有一致的形成年龄, 均为  $102 \pm 1$  Ma。其中流纹岩样品富硅高钾,  $\text{SiO}_2$  含量 73.77%~74.79%,  $\text{K}_2\text{O}$  含量 5.09%~6.77%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值 1.71~2.80; 属强过铝质( $A/\text{CNK}=1.17\sim 1.22$ )、高钾钙碱性岩系。样品具中等负 Eu 异常( $\delta\text{Eu}=0.51\sim 0.61$ ), 亏损 Nb、Ta, 富集 Rb、Ba 等大离子亲石元素(LILE); 轻、重稀土元素分馏程度较强,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  值为 15.05~16.97。玄武岩-安山岩样品的  $\text{SiO}_2$  含量在 49.82%~57.93%之间, 其  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值(0.32~1.11)明显低于流纹岩样品,  $\text{Mg}^\#(46\sim 58)$  明显高于流纹岩样品。样品的轻、重稀土元素分馏程度相对流纹岩样品要弱, 其  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  值为 9.42~12.24; Eu 异常不明显( $\delta\text{Eu}=0.86\sim 0.94$ ), 亏损 Nb、Ta, 富集 LILE, P、Ti 元素的负异常相对流纹岩样品要弱。Sr-Nd 同位素研究结果显示, 流纹岩和玄武岩-安山岩样品的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值分别为 0.708222~0.708965 和 0.707532~0.708401;  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值分别为 -2.49~-2.69 和 -2.35~-4.09, 二者具有一致的 Sr-Nd 同位素组成。综合分析认为这套火山岩的源区可能来自受俯冲组交代的大陆岩石圈地幔, 形成于伸展环境, 可能与古太平洋板块俯冲引起的岩石圈伸展有关。

**关键词:** 白垩纪; 火山岩; 锆石 U-Pb 定年; Sr-Nd 同位素; 海南岛

中图分类号: P581; P595 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2015)05-0903-016

## 0 引言

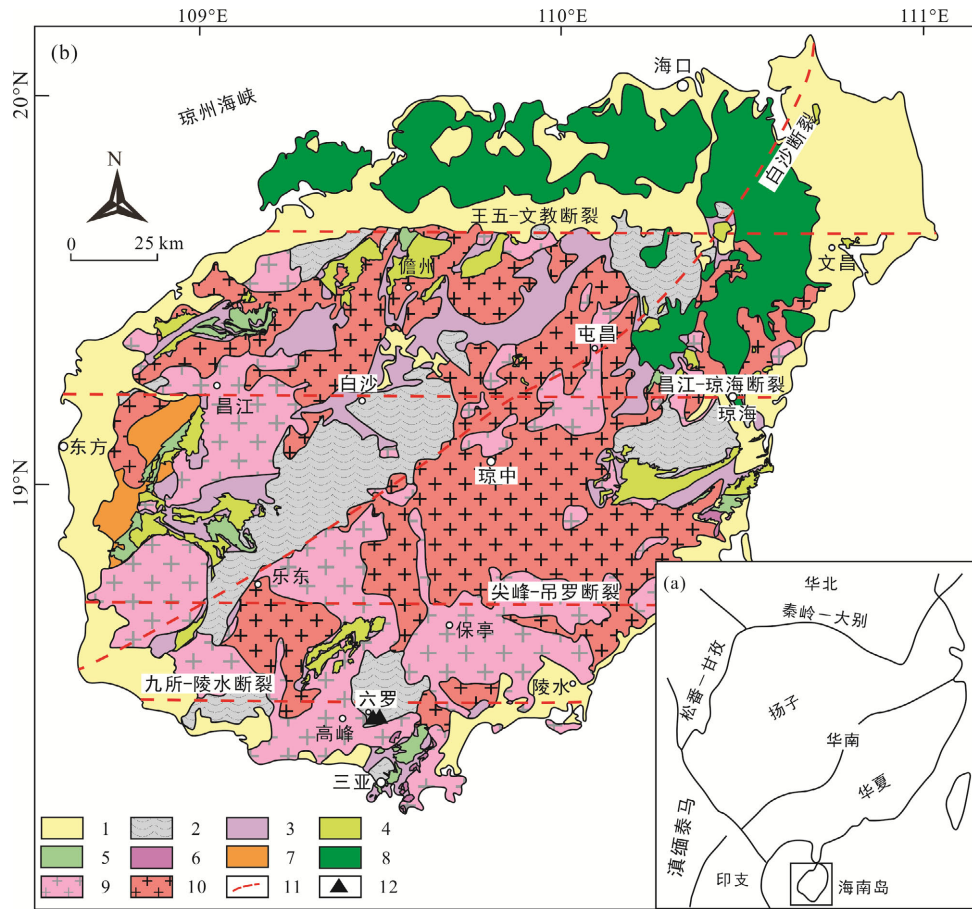
海南岛处于印度-澳大利亚板块、欧亚板块和太平洋板块的交汇部位(图 1a), 其特殊的大地构造位置使其成为了研究大陆边缘演化历史、东亚大陆增生过程以及南海形成的理想场所, 历来是地质学家关注和研究的焦点地区。前人对海南岛晚古生代-

中生代时期的岩浆活动进行了大量研究, 如海南五指山地区二叠纪花岗岩(267~262 Ma)形成于同碰撞环境, 反映了华南印支造山运动的起始时间很可能是早二叠世晚期(Li et al., 2006); 出露在邦溪地区的早二叠世变基性岩(~270 Ma)则被认为形成于陆缘弧后盆地环境(Xu et al., 2007); 海南乐东早三叠世尖峰岭花岗岩体(~249 Ma)和三亚正长岩(~244 Ma)

收稿日期: 2013-08-01; 改回日期: 2013-12-12

项目资助: 国土资源部公益基金项目(201211024-03)、中国科学院重大项目(KZCX1-YW-15-1)、国家科技重大专项(2011ZX5023-004-011)、桂林理工大学科研启动费资助项目(002401003472)和国家自然科学基金项目(40872080, 41072081, 41503021)联合资助。

第一作者简介: 周云(1988-), 女, 博士, 从事构造地质学和地球化学研究工作。Email: zhouyun@glut.edu.cn



1. 第四纪沉积物; 2. 白垩纪盆地; 3. 石炭系-二叠系; 4. 志留系; 5. 奥陶系; 6. 寒武系; 7. 前寒武系; 8. 新生代玄武岩; 9. 燕山期花岗岩; 10. 二叠纪-三叠纪花岗岩; 11. 推测断裂; 12. 采样位置。

图 1 海南岛及邻区地质简图(据 Wang et al., 2012)

Fig.1 Simplified geotectonic map showing the Hainan Island and surrounding areas

形成于后造山环境，是海西期造山事件连续演化的结果(谢才富等, 2005, 2006); 万宁辉长岩和辉绿岩脉形成于~240 Ma, 以及分界洲正长岩形成于~231 Ma, 并认为其形成的构造背景为陆内伸展环境, 反映了海南岛在约 240~230 Ma 处于印支造山运动的应力松弛阶段(唐立梅等, 2010); 燕山晚期(约 134~128 Ma, K-Ar 年龄)花岗岩是深部地壳(>25 km)火成岩重熔的产物, 形成于弧后盆地环境(汪啸风等, 1991); 屯昌地区晚燕山期(约 108~88 Ma)花岗质岩石中的闪长质包体是深部壳幔岩浆混合作用的产物, 其形成与岩石圈的伸展-减薄有关(云平等, 2003); 屯昌早白垩世晚期(~107 Ma)埃达克质侵入岩是加厚下地壳的玄武质物质部分熔融的产物, 形成于伸展环境(贾小辉等, 2010); 琼南晚白垩世(~81 Ma)基性岩脉被认为形成于板内拉张环境(葛小月等, 2003)。这些研究表明, 海南岛晚古生代-中生代时期岩浆作用的时限和形成环境等问题仍存在不同的看法。另外,

这些研究主要针对侵入岩, 对于同时期相关火山岩的精细年代学和元素地球化学分析研究资料仍相当缺乏。海南岛分布有大量火山岩(夏邦栋等, 1991; Fang et al., 1992; Xu et al., 2007), 对这些火山岩进行详细的年代学和地球化学研究, 对揭示海南岛甚至整个华南地区岩浆活动的时空关系和大地构造演化特征都具有重要意义。因此, 本文选择出露在海南三亚六罗地区白垩纪火山岩进行研究, 并对其岩石成因及大地构造意义进行探讨。

### 1 区域地质背景与样品描述

海南岛以琼州海峡与华南大陆相连, 岛内构造线主要以 EW 向和 NNE 向为主(图 1b), 其中 EW 向构造带由北往南分别为王五-文教断裂、昌江-琼海断裂、尖峰-吊罗断裂和九所-陵水断裂, NNE 向构造主要包括一系列断陷和断隆以及盆地边缘的断裂,

如白沙断裂。以往研究认为海南岛属于华夏地块的一部分(广东省地质矿产局, 1988; Li et al., 2002), 但也有研究者认为其属于印支地块(Hsü et al., 1990), 还有研究者以昌江-琼海断裂(Li et al., 2002), 或白沙断裂(Metcalf et al., 1994), 或九所-陵水断裂(夏邦栋等, 1991)为界将其划分为南北二部分, 分别亲属于华夏地块和印支地块。岛内主要出露古生界, 其次是中-新生界和元古界, 目前已知的最老地层位于岛西部的抱板群(Li et al., 2008)。岛内发育大量中晚二叠世-三叠纪以及侏罗纪-白垩纪花岗岩质岩(Li et al., 2006; Xie et al., 2006; 谢才富等, 2005, 2006; 贾小辉等, 2010), 约占全岛面积的60%。新生代玄武质岩石主要分布在王五-文教断裂以北(图1b)。

琼南白垩系火山岩可划分为火山-沉积岩系和陆相火山岩系两大类, 前者进一步分为鹿母湾组和报万组两个岩石地层单位, 主要分布在白沙、乐东和三亚等地, 后者自下而上可划分为六罗村组、汤他大岭组和岭壳村组三个岩石地层单位, 主要分布于九所-陵水断裂带及其两侧的保亭、乐东和三亚市境内。本文研究的六罗村组位于海南三亚高峰镇六罗村一带(图1), 这些火山岩呈近EW向展布, 倾向以向北为主, 区域上构成同安岭火山岩盆, 其上部以流纹质凝灰熔岩夹流纹岩为主, 下部为流纹质熔结凝灰岩、流纹质角砾凝灰熔岩夹玄武岩和安山岩, 底部局部见紫红色碎屑岩, 碎屑岩主要由石英砂砾岩、长英质砂岩、杂砂岩和泥岩组成, 其顶界与汤他大岭组英安质含砾凝灰熔岩呈喷发不整合接触, 底界以紫红色砾岩与下伏海西期中细粒斑状角闪黑云花岗闪长岩

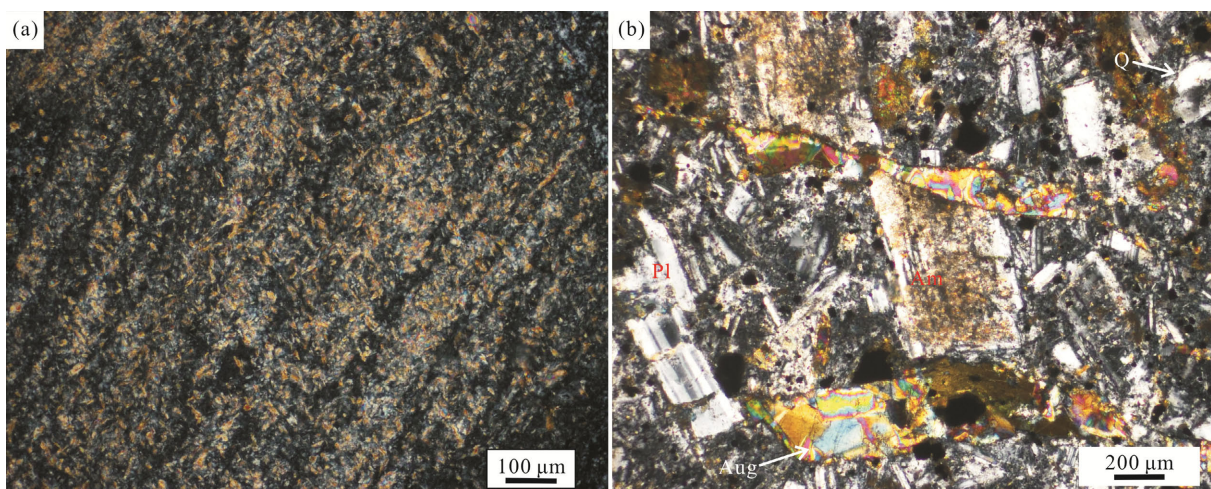
呈不整合接触, 厚度大于1790 m(陈哲培, 1997)。

本文研究的流纹岩和玄武岩-安山岩样品分别采自六罗村组的上部和中下部, 其中流纹岩样品的手标本颜色为灰白色, 斑状结构, 流纹构造; 斑晶主要为石英、钾长石、斜长石和黑云母等(图2a), 斑晶少而细, 常呈晶屑状或熔蚀状, 含量为2%左右; 基质呈隐晶结构, 主要成分为长英质矿物, 含量约95%, 副矿物主要是磁铁矿、锆石、磷灰石等。玄武岩-安山岩样品手标本呈灰色, 斑状结构, 杏仁状构造; 其中, 安山岩的斑晶主要为斜长石、角闪石、石英和辉石, 含量约20%; 基质呈隐晶结构, 局部可见玻晶交织结构, 主要成分为长英质矿物(~55%)、角闪石(~15%)和辉石(~5%)(图2b), 局部可见较多的安山质角砾(~20%), 副矿物主要为磁铁矿、磷灰石和锆石等。玄武岩主要由基性斜长石(~45%)、辉石(~25%)、橄榄石(~5%)、角闪石(~5%)和火山质角砾(~20%)组成。这些火山岩均没有发生区域变质, 玄武岩-安山岩局部发生蚀变, 如绿泥石化、绿帘石化和碳酸盐化。

## 2 分析方法

### 2.1 锆石 U-Pb 同位素定年

样品的锆石分选在廊坊市诚信地质服务有限公司完成, 分选出的锆石以浅棕、浅褐及褐色为主。将待测锆石颗粒置于环氧树脂中做成样品靶, 固结后打磨并抛光至靶上锆石的中心部位暴露出来。对样品靶上的锆石进行透射光、反射光和阴极发光照相, 以便在进行年龄测定时选取合适的分析部位。CL 照相是在中国科学院地质与地球物理研究所扫描电镜仪器上完成。



矿物名称缩写: Pl. 斜长石; Am. 角闪石; Aug. 辉石; Q. 石英。

图2 六罗地区流纹岩(a)和安山岩(b)代表性显微照片(正交偏光)

Fig.2 Photomicrographs of the representative rhyolites (a) and andesites (b) from the Liuluo area

锆石 U-Pb 分析是在中国科学院广州地球化学研究所激光-电感耦合等离子质谱计 LA-ICP-MS 上完成。标准锆石样品 TEM(417 Ma, Black et al., 2003)用于校正所测定样品的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值。在样品测定过程中, TEM 和样品交替测定, 其比例为 2/5。数据处理及 U-Pb 谐和图绘制分别采用 ICPMSDataCal 程序和 Isoplot 程序 (Ludwig, 2001)完成。普通铅校正根据实测的  $^{204}\text{Pb}$  进行, 同位素比值误差为  $1\sigma$ , 其置信度为 95%。

## 2.2 主量、微量元素分析测试

样品的主量、微量元素及 Sr、Nd 同位素组成分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室分别用 X 射线荧光光谱仪 Rigaku ZSX100e、Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000 ICP-MS 和多接收器电感耦合等离子质谱仪上(MC-ICP-MS)测定。主量元素分析误差为 1%~5%。微量元素测定仪器的分析精度一般优于 5%, 详细的分析流程可参见文献(Li, 1997)。Sr 用标样为 NBS987,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710250$ (标准化值:  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ ); Nd 用标样为 Shin Eston Jndi-1,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512100$ (标准化值:  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ )。

## 3 分析结果

### 3.1 锆石的 U-Pb 定年

用于定年的流纹岩样品(2012LL01-1)和玄武安山岩样品(2012LL02-1)均采自海南省三亚市高峰镇六罗村, 采样位置见图 1b。样品中的锆石呈半透明到透明状, 以透明状为主, 颜色以浅棕、浅褐及褐色为主。锆石形态绝大多数呈柱状, 长度一般为 80~240  $\mu\text{m}$ , 大部分锆石内部发育较宽的环带结构或条带状结构(图 3c, d), 具有典型的岩浆成因锆石特征, 少部分锆石表现为核部不均匀斑点状和港湾状或边缘为较弱的振荡环带结构, 与重结晶作用生成的岩浆锆石特征类似。它们的 Th/U 比值均较高, 大部分大于 0.2(表 1), 亦暗示其为岩浆成因锆石 (Claesson et al., 2000)。鉴于锆石中放射性成因  $^{207}\text{Pb}$  和  $^{206}\text{Pb}$  含量低的特征, 且它们相对不稳定, 导致  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  测试结果不准(见表 1) (Compston et al., 1992), 因此本文采用锆石  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄, 定年结果见表 1。

表 1 六罗地区流纹岩和玄武安山岩锆石 U-Pb 同位素测试结果  
Table 1 Zircon U-Pb isotopic results of the rhyolites and andesites from the Liuluo area

点号	元素含量( $\mu\text{g/g}$ )		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)			
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
2012LL01-1, 流纹岩													
2012LL01001	614	1001	0.61	0.0491	0.004	0.1035	0.01	0.0157	0.001	100	3	100	8
2012LL01002	669	808	0.83	0.0791	0.006	0.1734	0.01	0.0158	0.001	101	4	162	11
2012LL01003	370	577	0.64	0.0472	0.005	0.1000	0.01	0.0155	0.001	99	4	97	10
2012LL01004	378	838	0.45	0.0479	0.003	0.1070	0.01	0.0160	0.001	102	3	103	6
2012LL01005	420	885	0.47	0.0783	0.009	0.1650	0.02	0.0154	0.001	99	5	155	16
2012LL01006	541	980	0.55	0.0482	0.003	0.1075	0.01	0.0161	0.001	103	3	104	7
2012LL01007	715	687	1.04	0.0501	0.004	0.1049	0.01	0.0155	0.001	99	3	101	7
2012LL01008	312	344	0.91	0.0512	0.004	0.1068	0.01	0.0158	0.001	101	4	103	7
2012LL01009	233	380	0.61	0.0478	0.003	0.1028	0.01	0.0156	0.001	100	3	99	7
2012LL01010	188	452	0.41	0.0765	0.011	0.1560	0.02	0.0154	0.001	99	5	147	16
2012LL01011	110	265	0.42	0.0526	0.004	0.1132	0.01	0.0158	0.001	101	4	109	8
2012LL01012	167	280	0.60	0.0500	0.004	0.1079	0.01	0.0155	0.001	99	3	104	8
2012LL01013	615	1159	0.53	0.0487	0.003	0.1074	0.01	0.0159	0.001	102	3	104	5
2012LL01014	737	1005	0.73	0.0478	0.003	0.1053	0.01	0.0159	0.001	102	3	102	6
2012LL01015	114	183	0.63	0.0497	0.005	0.1069	0.01	0.0160	0.001	102	4	103	9
2012LL01016	111	213	0.52	0.0695	0.008	0.1551	0.02	0.0164	0.001	105	4	146	15
2012LL01017	269	412	0.65	0.0488	0.004	0.1076	0.01	0.0159	0.001	102	3	104	7
2012LL01018	892	623	1.43	0.0488	0.003	0.1086	0.01	0.0163	0.001	104	3	105	7
2012LL01019	187	401	0.47	0.0496	0.004	0.1033	0.01	0.0153	0.001	98	3	100	8
2012LL01020	305	530	0.57	0.0621	0.005	0.1393	0.01	0.0163	0.001	104	4	132	9
2012LL01021	115	275	0.42	0.0483	0.005	0.1060	0.01	0.0159	0.001	102	4	102	10
2012LL01022	206	596	0.34	0.0478	0.003	0.1545	0.01	0.0229	0.001	146	5	146	9
2012LL01023	325	697	0.47	0.0754	0.008	0.1759	0.02	0.0167	0.001	107	4	165	16
2012LL01024	601	961	0.63	0.0478	0.005	0.1048	0.01	0.0160	0.001	102	4	101	9
2012LL01025	573	910	0.63	0.0487	0.010	0.1066	0.02	0.0160	0.001	102	4	103	19
2012LL01026	293	675	0.43	0.0481	0.008	0.1019	0.01	0.0157	0.001	100	5	99	12
2012LL01027	349	798	0.44	0.0469	0.003	0.1056	0.01	0.0160	0.001	102	3	102	7
2012LL01028	179	258	0.69	0.0498	0.005	0.1057	0.01	0.0158	0.001	101	4	102	9

续表 1:

点号	元素含量( $\mu\text{g/g}$ )		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)			
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
2012LL01-1, 流纹岩													
2012LL01029	252	696	0.36	0.0485	0.003	0.1057	0.01	0.0159	0.001	102	3	102	6
2012LL01030	332	737	0.45	0.0488	0.003	0.1054	0.01	0.0158	0.001	101	3	102	6
2012LL01031	422	703	0.60	0.0475	0.003	0.1044	0.01	0.0156	0.001	100	3	101	6
2012LL01032	143	226	0.64	0.0476	0.007	0.1085	0.01	0.0161	0.001	103	5	105	14
2012LL01033	340	393	0.87	0.0492	0.004	0.1058	0.01	0.0158	0.001	101	3	102	6
2012LL01034	359	772	0.47	0.0479	0.003	0.1052	0.01	0.0159	0.001	102	3	102	6
2012LL01035	139	480	0.29	0.0475	0.003	0.1052	0.01	0.0160	0.001	102	3	102	7
2012LL01036	288	566	0.51	0.0487	0.004	0.1087	0.01	0.0159	0.001	102	3	105	7
2012LL01037	427	982	0.43	0.0489	0.003	0.1060	0.01	0.0158	0.001	101	3	102	6
2012LL01038	41	201	0.20	0.0481	0.005	0.1067	0.01	0.0160	0.001	102	4	103	10
2012LL01039	292	786	0.37	0.0485	0.003	0.1079	0.01	0.0159	0.001	102	3	104	6
2012LL01040	164	270	0.61	0.0467	0.005	0.1022	0.01	0.0159	0.001	102	4	99	9
2012LL02-1, 玄武安山岩													
2012LL02001	294	514	0.57	0.0467	0.004	0.1037	0.01	0.0158	0.001	101	3	100	8
2012LL02002	318	720	0.44	0.0487	0.008	0.1120	0.02	0.0169	0.001	108	4	108	14
2012LL02003	193	496	0.39	0.0510	0.002	0.1197	0.01	0.0165	0.002	105	10	115	10
2012LL02004	323	681	0.47	0.0461	0.006	0.1141	0.01	0.0173	0.001	111	4	110	13
2012LL02005	365	833	0.44	0.0450	0.004	0.1006	0.01	0.0153	0.001	98	4	97	9
2012LL02006	282	540	0.52	0.0455	0.006	0.1125	0.01	0.0169	0.001	108	5	108	12
2012LL02007	493	932	0.53	0.0453	0.008	0.0981	0.01	0.0152	0.001	97	4	95	13
2012LL02008	498	933	0.53	0.0467	0.004	0.1086	0.01	0.0162	0.001	104	3	105	8
2012LL02009	382	889	0.43	0.0436	0.003	0.0981	0.01	0.0159	0.000	102	3	95	6
2012LL02010	209	561	0.37	0.0466	0.007	0.1012	0.01	0.0155	0.001	99	4	98	13
2012LL02011	240	633	0.38	0.0474	0.003	0.1028	0.01	0.0158	0.000	101	3	99	6
2012LL02012	311	743	0.42	0.0481	0.005	0.1102	0.01	0.0167	0.001	107	4	106	10
2012LL02013	238	700	0.34	0.0485	0.003	0.1056	0.01	0.0158	0.000	101	3	102	5
2012LL02014	330	751	0.44	0.0498	0.003	0.1068	0.01	0.0160	0.000	102	3	103	5
2012LL02015	169	339	0.50	0.0489	0.004	0.1061	0.01	0.0159	0.001	102	3	102	7
2012LL02016	98	175	0.56	0.0534	0.011	0.1170	0.02	0.0172	0.001	110	6	112	17
2012LL02017	252	669	0.38	0.0487	0.003	0.1063	0.01	0.0160	0.000	102	3	103	6
2012LL02018	896	1200	0.75	0.0468	0.002	0.1022	0.01	0.0158	0.000	101	3	99	5
2012LL02019	168	570	0.29	0.0464	0.003	0.1038	0.01	0.0161	0.001	103	3	100	6
2012LL02020	315	816	0.39	0.0485	0.003	0.1078	0.01	0.0160	0.000	102	3	104	6
2012LL02021	214	260	0.82	0.0455	0.007	0.1014	0.02	0.0154	0.001	98	6	98	15
2012LL02022	217	649	0.33	0.0489	0.004	0.1054	0.01	0.0156	0.001	100	3	102	7
2012LL02023	1321	1118	1.18	0.0494	0.003	0.1030	0.01	0.0151	0.000	97	3	100	5
2012LL02024	201	693	0.29	0.0472	0.003	0.1039	0.01	0.0159	0.001	102	3	100	7
2012LL02025	171	203	0.84	0.0519	0.005	0.2472	0.03	0.0352	0.001	223	8	224	21
2012LL02026	385	790	0.49	0.0475	0.003	0.1106	0.01	0.0167	0.001	107	4	107	7
2012LL02027	433	796	0.54	0.0480	0.003	0.1041	0.01	0.0156	0.000	100	3	101	6
2012LL02028	248	811	0.31	0.0482	0.005	0.1080	0.01	0.0162	0.001	103	4	104	9
2012LL02029	135	173	0.78	0.0475	0.009	0.1160	0.02	0.0176	0.001	112	6	111	20
2012LL02030	1293	1432	0.90	0.0474	0.007	0.1117	0.01	0.0169	0.001	108	4	108	13
2012LL02031	509	674	0.76	0.0496	0.006	0.1168	0.01	0.0174	0.001	111	5	112	11
2012LL02032	436	909	0.48	0.0472	0.004	0.1053	0.01	0.0162	0.001	104	3	102	8
2012LL02033	133	453	0.29	0.0483	0.005	0.1059	0.01	0.0158	0.001	101	3	102	10
2012LL02034	217	556	0.39	0.0497	0.004	0.1058	0.01	0.0159	0.001	102	3	102	8
2012LL02035	457	804	0.57	0.0482	0.003	0.1021	0.01	0.0154	0.000	99	3	99	7
2012LL02036	267	482	0.55	0.0493	0.004	0.1066	0.01	0.0162	0.001	104	3	103	7
2012LL02037	236	482	0.49	0.0512	0.003	0.2498	0.01	0.0354	0.001	224	7	226	11
2012LL02038	2367	1640	1.44	0.0505	0.003	0.1147	0.01	0.0165	0.001	105	3	110	6
2012LL02039	293	572	0.51	0.0489	0.003	0.1066	0.01	0.0158	0.000	101	3	103	7

对流纹岩样品(2012LL01-1)进行了 40 个点的分析, 其 U 含量变化于 183~1159  $\mu\text{g/g}$ , Th 含量为 41~892  $\mu\text{g/g}$ , Th/U 比值变化范围为 0.20~1.43。大部分分析测试点落在了谐和线上, 个别数据点可能由于  $^{207}\text{Pb}$  的不稳定性而导致其相对偏离谐和线(图 3a), 但它们均具有一致的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄, 39 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $102\pm 1$  Ma(MSWD=0.20, 图 3a), 代表了其成岩年龄。有一个点(点 2012LL01022)给出了  $146\pm 5$  Ma 的年龄, 可能代表了捕获锆石年龄。

玄武安山岩样品(2012LL02-1)进行了 39 个点的分析, 测得其 U 含量变化于 173~1640  $\mu\text{g/g}$ , Th 含量为 98~2367  $\mu\text{g/g}$ , Th/U 比值变化于 0.29~1.44 之间。所有分析测试点均落在了谐和线上(图 3b), 37 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $102\pm 1$  Ma(MSWD=0.94, 图 3b), 代表了其形成年龄。其中有两个锆石点(点 2012LL02025 和点 2012LL02037)的核部给出

了  $223\pm 8$  Ma 和  $224\pm 7$  Ma 的年龄, 可能代表了捕获锆石年龄。

### 3.2 岩石地球化学特征

六罗火山岩的化学成分分析数据见表 2。

流纹岩样品的  $\text{SiO}_2$  含量在 73.77%~74.79% 之间, 显示富硅的特征;  $\text{Na}_2\text{O}$  含量在 2.42%~2.97% 之间,  $\text{K}_2\text{O}$  的含量为 5.09%~6.77%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值在 1.71~2.80 之间, 平均值为 2.03, 大于世界(1.18)、中国(1.06)及南岭(1.48)花岗岩的平均值, 显示富钾的特征。样品的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 13.51%~13.92%,  $\text{CaO}$  含量为 0.32%~0.62%。A/CNK 值在 1.17~1.22 之间, 显示为强过铝质(图 4b)。样品  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  和  $\text{MgO}$  含量较低, 分别为 0.11%~0.12%、1.08%~1.41% 和 0.13%~0.23%,  $\text{Mg}^{\#}$  在 22~28 之间。样品的稀土总量较高( $\sum\text{REE}=122\sim 162$   $\mu\text{g/g}$ ), 其轻、重稀土元素分馏程度较强(图 5b),  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  值为 15.05~16.97, 重稀

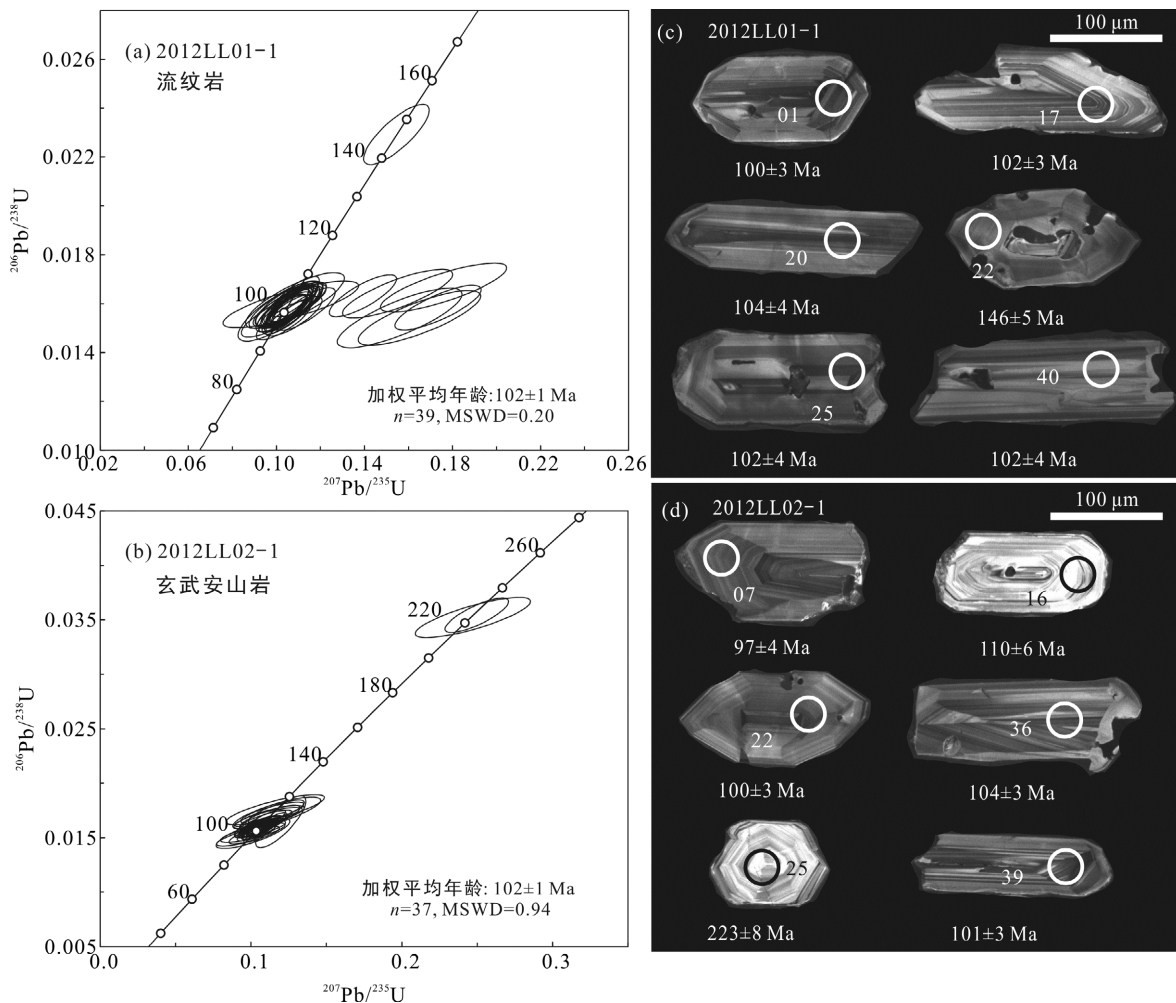


图 3 六罗地区流纹岩和玄武安山岩锆石 U-Pb 年龄谐和图(a, b)、代表性锆石阴极发光图像及测点年龄(c, d)

Fig.3 Zircon U-Pb concordia diagrams (a, b), and CL images (c, d) for the rhyolites and basaltic andesites from the Liuluo area

表 2 六罗地区火山岩的主量元素(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )分析结果  
**Table 2 Major (%) and trace element ( $\mu\text{g/g}$ ) results of the volcanic rocks from the Liuluo area**

样号	2012LL01-1	2012LL01-2	2012LL01-3	2012LL02-3	2012LL02-1	2012LL02-2	2012LL03-1	2012LL03-2	2012LL03-3	2012LL03-4
岩性	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	玄武安山岩	玄武安山岩	安山岩	安山岩	玄武岩	安山岩
SiO <sub>2</sub>	74.77	74.79	74.68	73.77	51.93	55.25	57.50	57.93	49.82	56.95
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.12	0.12	0.11	1.15	0.87	0.82	0.85	1.10	0.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.51	13.62	13.63	13.92	18.08	18.52	18.06	17.68	21.05	17.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	1.41	1.25	1.23	1.07	9.19	7.70	6.68	6.79	7.90	7.61
MgO	0.23	0.20	0.21	0.13	3.85	2.79	2.68	2.88	4.67	3.40
CaO	0.62	0.54	0.60	0.32	9.07	7.25	7.27	6.70	8.47	7.65
K <sub>2</sub> O	5.08	5.17	5.11	6.77	2.57	2.47	2.24	2.63	0.86	0.89
Na <sub>2</sub> O	2.97	2.79	2.93	2.42	2.30	3.06	2.85	2.71	2.65	2.39
MnO	0.02	0.01	0.02	0.07	0.11	0.11	0.13	0.11	0.13	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.32	0.38	0.32	0.32	0.39	0.32
LOI	0.67	0.88	0.83	0.81	0.84	0.98	0.87	0.81	2.37	1.37
Total	99.40	99.39	99.36	99.40	99.41	99.37	99.41	99.40	99.39	99.39
Sc	2.7	2.6	2.7	2.5	19.0	12.5	10.8	11.0	16.6	13.3
V	9.8	8.4	9.2	7.2	186.9	130.0	146.0	123.4	167.6	145.1
Cr	7.3	2.9	3.3	2.3	27.9	13.1	15.5	14.3	23.7	21.6
Co	1.3	1.5	1.4	1.3	21.7	16.9	13.6	13.7	19.8	14.3
Ni	0.91	1.38	1.64	1.06	10.99	3.73	3.98	6.66	8.70	6.86
Rb	153	166	171	188	57	61	61	74	27	28
Ba	529	540	562	730	551	1007	527	648	484	419
Sr	127	123	135	134	678	922	663	723	884	764
Y	12.5	12.6	13.9	16.2	20.4	17.6	17.0	16.1	20.2	16.8
Th	16.3	17.3	17.7	18.3	3.82	4.09	4.03	4.33	4.78	3.95
U	4.82	4.93	5.18	4.27	0.99	0.92	1.11	1.15	1.25	0.93
Nb	12.7	13.7	13.2	13.4	9.2	9.7	9.2	10.2	10.8	8.6
Ta	1.23	1.31	1.35	1.34	0.57	0.54	0.56	0.60	0.67	0.52
Zr	112	116	116	115	173	196	180	206	202	163
Hf	3.53	3.70	3.69	3.67	4.16	4.35	4.00	4.64	4.76	3.83
La	30.56	37.76	40.67	40.17	25.60	29.84	24.30	29.20	26.49	23.46
Ce	54.28	66.01	73.44	71.98	54.41	59.46	50.05	59.86	62.30	49.10
Pr	5.78	7.04	7.32	7.67	7.06	7.53	6.26	7.38	7.95	6.29
Nd	18.48	22.31	23.63	25.60	28.26	28.43	24.86	28.04	32.26	25.05
Sm	3.00	3.59	3.89	4.22	5.62	5.34	4.72	5.20	6.22	4.85
Eu	0.47	0.53	0.65	0.62	1.48	1.47	1.29	1.38	1.61	1.34
Gd	2.28	2.51	2.78	3.25	4.91	4.32	3.96	4.27	5.03	4.17
Tb	0.39	0.43	0.46	0.54	0.73	0.63	0.59	0.58	0.73	0.60
Dy	2.28	2.42	2.60	2.96	4.06	3.41	3.14	3.15	3.93	3.25
Ho	0.49	0.49	0.54	0.62	0.79	0.68	0.65	0.60	0.79	0.64
Er	1.41	1.44	1.54	1.74	2.15	1.86	1.74	1.58	2.09	1.76
Tm	0.23	0.23	0.25	0.27	0.31	0.27	0.27	0.24	0.31	0.26
Yb	1.62	1.60	1.75	1.92	1.95	1.75	1.75	1.53	2.02	1.65
Lu	0.25	0.26	0.28	0.29	0.30	0.26	0.26	0.23	0.30	0.27
Ga	12.8	13.5	14.4	14.0	19.3	21.4	19.9	21.5	24.4	20.9
Cs	2.53	2.89	2.85	1.97	23.59	10.09	3.50	7.82	1.37	1.94
$\Sigma\text{REE}$	121.51	146.61	159.79	161.84	137.63	145.23	123.84	143.26	152.03	122.68

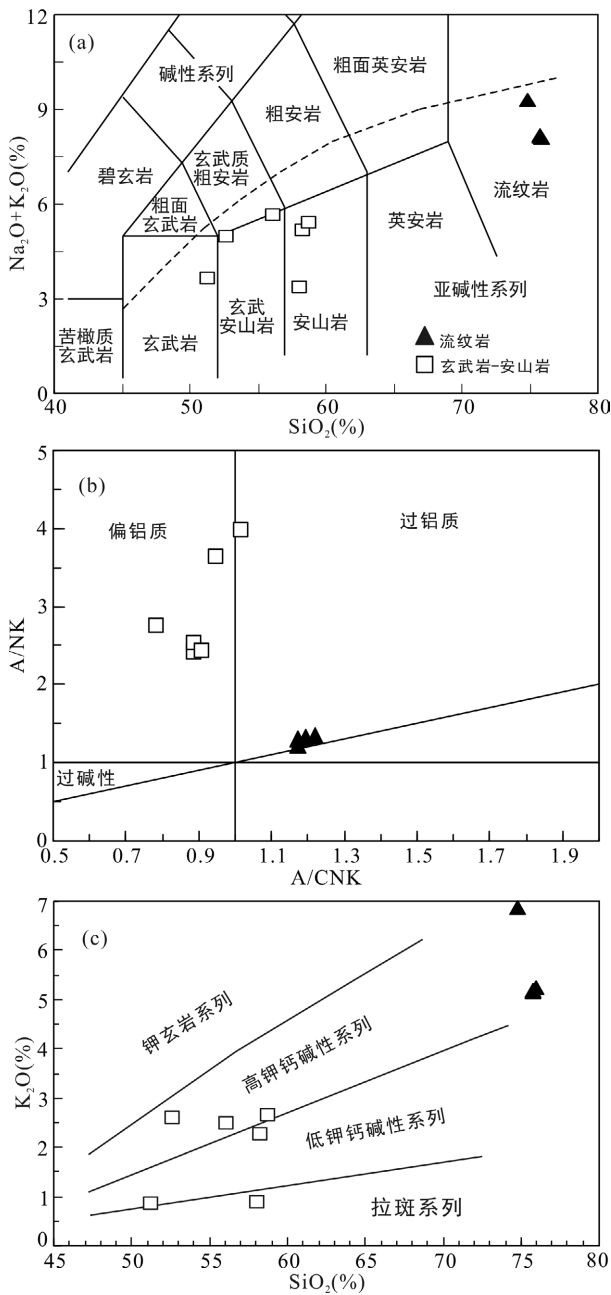


图 4 六罗地区火山岩的 TAS(a)、A/CNK-A/NK(b)和  $SiO_2$ - $K_2O$ (c)图解  
 Fig.4 Plots of TAS (a)、A/CNK vs. A/NK (b) and  $SiO_2$  vs.  $K_2O$  (c) for classification of the volcanic rocks from the Liuluo area

土元素内部分馏较弱( $Gd/Yb$ )<sub>CN</sub> 为 1.17~1.40, 具明显的 Eu 负异常( $\delta Eu=0.51\sim 0.61$ )。在原始地幔标准化微量元素上(图 5a), 样品具有明显的 P、Ti 负异常, 亏损 Nb、Ta, 富集 LILE。

玄武岩-安山岩样品的  $SiO_2$  含量在 49.82%~57.93%之间,  $Na_2O$  含量在 2.30%~3.06%之间,  $K_2O$  的含量为 0.86%~2.63%,  $K_2O/Na_2O$  比值(0.32~1.11)明显低于流纹岩样品, 二者均表现出钙碱性的特征,

个别安山岩样品可能由于受后期蚀变的影响导致其  $K_2O$  的含量偏低而落入拉斑系列(图 4c)。玄武岩-安山岩样品的  $Al_2O_3$  含量为 17.68%~21.05%,  $CaO$  含量为 6.70%~9.07%。样品  $TiO_2$ 、 $Fe_2O_3^T$  和  $MgO$  含量较低, 分别为 0.82%~1.15%、6.68%~9.19%和 2.68%~4.68%,  $Mg^{\#}$  在 46~58 之间, 明显高于流纹岩样品。样品的稀土总量在 123~152  $\mu g/g$  之间, 略低于流纹岩样品的稀土总量, 其轻、重稀土元素分馏程度相对流纹岩样品要弱(图 5b), 其( $La/Yb$ )<sub>CN</sub> 值为 9.42~12.24, ( $Gd/Yb$ )<sub>CN</sub> 值为 1.88~2.09, 样品的 Eu 异常不明显( $\delta Eu=0.86\sim 0.94$ ); 在微量元素蛛网图上(图 5a), 样品亏损 Nb、Ta, 富集 LILE, 其 Eu 和 Sr 元素负异常相对流纹岩样品明显要弱, 可能是由于流纹岩样品在成岩过程经历了斜长石的分离结晶; 同时流纹岩样品还具有更加亏损的 P 和 Ti, 可能是由于发生了磷灰石和钛铁矿的分离结晶。

### 3.3 Sr-Nd 同位素组成

六罗地区火山岩的 Sr-Nd 同位素组成见表 3。流纹岩样品均具有较稳定的  $^{87}Rb/^{86}Sr$  和  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值, 分别变化于 3.47~4.08 和 0.713324~0.714826; 玄武岩-安山岩样品大都具有较稳定的  $^{87}Rb/^{86}Sr$  和  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值(表 3), 样品 2012LL03-3 和 2012LL03-4 的  $^{87}Rb/^{86}Sr$  相对偏低, 可能是由于 Rb-Sr 体系受到后期热液蚀变造成的(Zheng, 1989), 这与野外和镜下观察到这些火山岩均没有发生区域变质, 但玄武岩-安山岩局部发生蚀变(如绿泥石化、绿帘石化)的结果一致。 $^{143}Nd/^{144}Nd$  比值分别变化于 0.512435~0.512446 和 0.512378~0.512462。按本次研究得到的年龄进行计算, 得到流纹岩和玄武岩-安山岩的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  初始比值分别为 0.708222~0.708965 和 0.707532~0.708401;  $\epsilon_{Nd}(t)$  值分别为 -2.49~-2.69 和 -2.35~-4.09。

## 4 讨论

### 4.1 研究区火山作用时代

前人对六罗村组火山岩的时代归属问题进行了一些研究, 如在高岭地区六罗村组底部的紫红色碎屑岩中发现有古生物孢粉化石 *Classopollis* sp. 和 *Osmundacidites* sp.。这些孢粉可直接与海南岛内乐东-白沙盆地早白垩世鹿母湾组下部生物群对比, 反映其时代应为早白垩世。同位素年代学方面, 六罗村组上部的流纹质含砾凝灰熔岩的锆石 U-Pb 年龄为 107 Ma、流纹质凝灰熔岩的 Rb-Sr 等时线年龄为  $121\pm 15$  Ma; 汤他大岭组上部英安岩的 Rb-Sr 等时



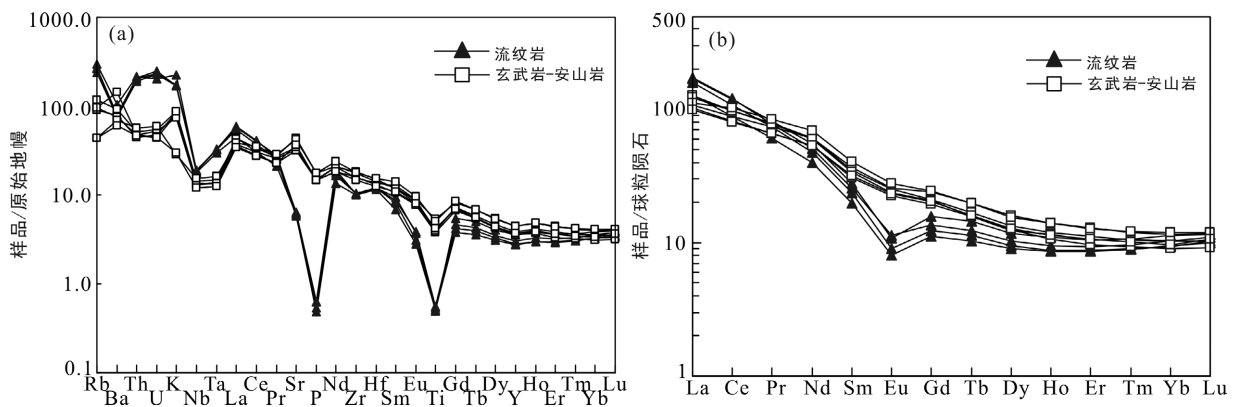


图 5 六罗地区火山岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(a)和球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(b)(球粒陨石标准化值和原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.5 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) for the volcanic rocks from the Liuluo area

表 3 六罗地区火山岩 Sr-Nd 同位素组成  
Table 3 Sr and Nd isotopic compositions of the volcanic rocks from the Liuluo area

样号	Sm	Nd	Rb	Sr	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	$\epsilon_{Nd}(t)$	$t_{DM2}(Ga)$
2012LL01-1	3.00	18.48	152.6	127.2	0.098171	0.512435	3.473024	0.713324	0.708314	-2.69	1.14
2012LL01-2	3.59	22.31	166.0	123.0	0.097332	0.512437	3.907225	0.713913	0.708276	-2.64	1.14
2012LL01-3	3.89	23.63	170.9	134.7	0.099442	0.512438	3.673019	0.713520	0.708222	-2.65	1.14
2012LL02-3	4.22	25.60	188.1	133.6	0.099630	0.512446	4.076491	0.714826	0.708965	-2.49	1.12
2012LL02-1	5.62	28.26	57.3	678.4	0.120177	0.512378	0.244450	0.708752	0.708401	-4.09	1.26
2012LL02-2	5.34	28.43	61.3	922.0	0.113571	0.512462	0.192307	0.707808	0.707532	-2.35	1.11
2012LL03-1	4.72	24.86	60.6	663.2	0.114680	0.512417	0.264391	0.708109	0.707729	-3.24	1.19
2012LL03-2	5.20	28.04	74.4	722.6	0.112195	0.512383	0.298012	0.708665	0.708236	-3.88	1.24
2012LL03-3	6.22	32.26	27.5	884.4	0.116633	0.512399	0.089873	0.708121	0.707991	-3.63	1.22
2012LL03-4	4.85	25.05	27.7	763.9	0.117141	0.512423	0.104921	0.708149	0.707998	-3.17	1.18

线年龄为  $109 \pm 7$  Ma, 等等(蔡道冠和符国祥, 1997, 图 6), 这些数据亦说明本区火山岩形成于早白垩世。

本文对六罗村组火山岩进行的精细 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析测试结果表明, 六罗村组上部的流纹岩形成于  $102 \pm 1$  Ma, 中下部的玄武安山岩形成于  $102 \pm 1$  Ma, 进一步表明六罗地区火山作用的时代为早白垩世晚期。这一时期的火山作用在浙闽粤等沿海地区也广泛存在, 如福建永泰火山岩( $103 \pm 2$  Ma, LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄, 徐夕生等, 2005), 浙江梁弄岩体( $\sim 101$  Ma, 黑云母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , 王一先等, 1997); 粤西马鞍山流纹英安岩( $100 \pm 1$  Ma)、德庆二长花岗岩( $99 \pm 2$  Ma)和调村花岗闪长岩( $104 \pm 3$  Ma) (LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄, 耿红燕等, 2006); 海南屯昌花岗闪长岩( $107 \pm 1$  Ma)、牛鼻岭花岗岩( $107 \pm 2$  Ma)、高通岭花岗岩( $108 \pm 2$  Ma)和白岭花岗岩( $107 \pm 2$  Ma) (LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄, 贾小辉等, 2010) 以及屯昌闪长玢岩( $108 \pm 2$  Ma, LA-ICP-MS 锆石

U-Pb 年龄, Wang et al., 2012) 等等。它们的形成时代集中在  $99 \sim 108$  Ma 之间, 反映了浙闽粤琼等沿海地区在这一时期发生了一次大规模的火山/岩浆作用, 这次大规模的火山/岩浆作用在不同的地区形成的岩石组合和岩性特征具有相似性和可对比性, 琼南六罗村组相当于浙东地区的馆头组和朝川组、闽东地区的石帽山群和粤东地区的官草湖群(图 6)。

#### 4.2 源区特征

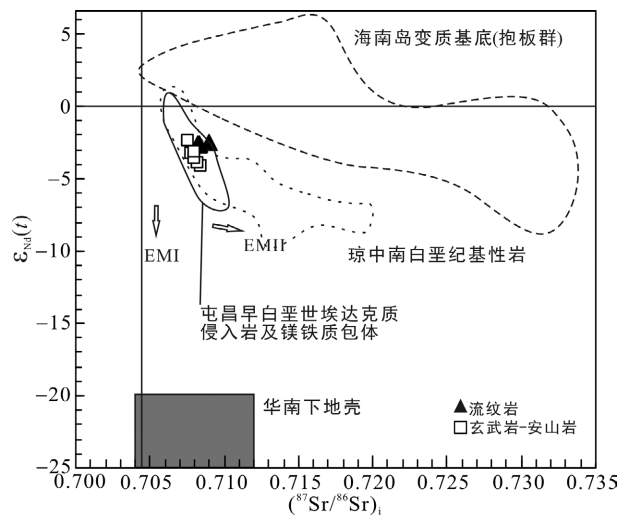
研究表明, 华南中生代时期的很多中酸性岩石均来源于古老地壳物质的部分熔融(Martin et al., 1994; 徐夕生等, 2005), 但本区火山岩样品的 Sr-Nd 同位素组成完全不同于华南古老地壳物质的 Sr-Nd 同位素组成(图 7), 暗示它们不可能是直接来自华南古老地壳物质的部分熔融。它们的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值也明显低于海南已知的最老基底板群变沉积岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值(图 7); 样品的 Nd 两阶段模式年龄(流纹岩的  $t_{DM2}$  为  $1.12 \sim 1.14$  Ga, 玄武岩-安山岩的  $t_{DM2}$  为  $1.11 \sim 1.26$  Ga,

时代	火山活动旋回	琼南			浙东地区			闽东地区			粤东地区							
		组	厚度(m)	岩性	时代(Ma)	组	厚度(m)	岩性	时代(Ma)	群	组	厚度(m)	岩性	时代(Ma)				
白垩纪(K)	第四旋回	岭壳村组	1730~2294	流纹(斑)岩、流纹质含砾凝灰岩、局部夹英安(斑)岩、英安质凝灰岩	~99 ~109	赖家组	>884	紫红色砂岩、粉砂岩、泥岩、凝灰岩	~103 ~105	石牛山组	330~1920	上部钾长流纹岩、下部紫红色熔结岩、晚期碎斑熔岩	~78 ~87	南雄群	叶塘组	100~400 120~1000	紫红色粉砂岩、砂岩、砂砾岩 流纹岩、火山灰质流纹岩、英安岩	90~100
		汤他大岭组	588	英安岩、英安质凝灰岩、流纹质含砾(角砾)凝灰岩、沉凝灰岩	~120	塘上组	200~500	浮岩屑、玻璃凝灰岩、熔结凝灰岩、夹砂岩、英安岩、流纹岩	~111		150~720	紫红色凝灰质砂岩、凝灰质砂岩、凝灰岩、顶部夹偶见英安岩	~92		60~500	凝灰质砂岩、砂岩、砂砾岩、夹玄武岩		
	第三旋回	六罗村组	1676 764 >105	第三段:流纹质凝灰岩夹流纹岩 第二段:流纹质凝灰岩与安山(玄武)岩、火山角砾岩互层。部分地区夹流纹质凝灰岩、安山岩 第一段:粉砂质泥岩、砂岩、砂砾岩、砾岩	~101.5* ~107 ~102.4* ~121	朝川组 馆头组	>650 200~600	含砾凝灰岩、熔结凝灰岩、流纹岩、砂岩、砂砾岩、紫红色砂岩、玄武岩 灰色泥岩、粉砂岩、紫红色砂岩、安山岩、玄武岩	~119 ~110	石帽山群	上组 中组 下组	450~1200 780~1150 160~1450	上部钾长流纹岩、熔结凝灰岩;下部紫红色、砂岩、粉砂岩、层状灰岩 上部长流纹岩、流纹岩、玄武岩;下部紫红色凝灰岩 上部紫红色熔结凝灰岩、玄武岩;下部紫红色凝灰岩	~101 ~108 ~113 ~116 ~121	官草湖群	上段 下段	200~1200 200~1000	砂岩、粉砂岩、砂砾岩、凝灰岩 砂砾岩、砂岩、砂砾岩、夹玄武岩、流纹岩
第二旋回	J <sub>3</sub>				九里坪组		流纹斑岩过渡至流纹岩		小溪组				灰、紫红色熔结岩、玄武岩、流纹岩		高基坪群	大安洞组		火山流纹岩、夹玄武岩、安山岩

\*表示本文测试的年龄结果,其他年龄来自蔡道冠和符国祥(1997)及其参考文献。

图 6 琼南与东南沿海地区白垩纪火山岩对比

Fig.6 Comparison of Cretaceous volcanic rocks in the southeast coastal areas



华南下地壳、海南岛变质基底、琼中南白垩纪基性岩和屯昌早白垩世埃达克质侵入岩及镁铁质包体数据分别来自 Chen and Jahn (1999)、Li et al. (2008)、葛小月等 (2003)和贾小辉等 (2010)及 Wang et al. (2012)及其参考文献。

图 7 六罗地区火山岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  图解

Fig.7  $\epsilon_{Nd}(t)$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  plot of the volcanic rocks from the Liuluo area

见表 3)同样也明显低于抱板群的变质原岩年龄(1.4~1.8 Ga, Li et al., 2008); 年代学结果亦显示, 本区火山岩样品中的锆石未发现年龄老于 1.4 Ga 的继承锆石或捕获锆石(见图 3c, d 和表 2)。因此, 本区火山岩不可能直接由加厚的古老下地壳物质部分熔融

形成。另外还有研究者认为东南沿海的一些早白垩世晚期酸性岩浆岩是幔源玄武质岩浆与壳源酸性岩浆发生较低程度混合的产物(邢光福等, 1999; 董传万等, 2007)。

由前面的分析可知, 六罗村组火山岩样品富集 LILE, 如 Rb、Ba 和 K 等, 亏损 HFSE, 如 Nb、Ta、Ti 等, 同时还富集 LREE。通常来自富集大陆岩石圈地幔的岩浆会显示出亏损高场强元素的地球化学特征(Downes, 2001), Arndt and Christensen (1992)的研究也认为岩石呈现出 Nb 亏损这一特征很可能与岩石圈地幔的交代作用有关, 因此本文研究的火山岩样品的源区可能是来自富集岩石圈地幔。本区火山岩样品具有较高的 Th/Ta 和 Th/Nb 比值(分别为 6.71~13.71 和 0.41~1.37), 暗示其地幔源区可能受到了俯冲流体的交代作用(Pearce and Peate, 1995)。同时它们还具有较高的 Nb/Ta 和 Zr/Hf 比值, 可能反映了其地幔源区经历了酸性熔体的改造作用(Hart and Dune, 1993)。玄武岩-安山岩样品的 Th 和 Rb 含量(表 2)明显低于大陆地壳平均含量(Th=5.6  $\mu\text{g/g}$ , Rb=58  $\mu\text{g/g}$ , Sun and McDonough, 1989), 且其 Yb 含量小于 5  $\mu\text{g/g}$ , Ta 含量小于 1  $\mu\text{g/g}$ , Ta/Yb 比值小于 0.5, 也表明其岩浆源区受到了俯冲带流体的影响(如 Condie, 1986)。在微量元素蛛网图上, 玄武岩-安山岩样品的 Th 和 U 明显呈一个“波谷”(图 5a), 其原因很可能是俯冲

洋壳物质释放的流体交代了大陆岩石圈地幔,而不是受明显的地壳物质或海洋沉积物的交代,因为地壳物质和海洋沉积物强烈富集 Th 和 U。另外,源区混合了地壳物质往往会显示出 Nb-Ta 的相对富集,而本区所有样品均显示出亏损 Nb-Ta;显微照片也没有观察到矿物发生明显岩浆混合的标记,如包含结构、交代边、矿物镶边、斜长石异常环带和针状磷灰石等。因此本区的流纹岩不太可能是幔源玄武质岩浆与壳源酸性岩浆发生混合的产物。综上所述这套火山岩样品的源区更可能来自被俯冲组分交代的富集岩石圈地幔。

海南岛出露有大量古生代地层,前人的研究认为岛中部的石碌群及其周缘大多数古生代地层是中生代早期海南岛北部和中南部碰撞形成的混杂岩(Hsü et al., 1990)。Li et al. (2002)在“石碌混杂岩”中发现并厘定了早石炭世(333±12 Ma, Sm-Nd 等时线年龄)“邦溪-晨星蛇绿岩片”,代表了东古特提斯洋残片;陈新跃等(2013)对海南晨星地区安山质火山岩研究得到 345±4 Ma(LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄)的形成年龄,认为这些安山质火山岩可能与“邦溪-晨星蛇绿岩片”一起向西延伸,构成近东西向的弧岩浆带和蛇绿混杂带。因此,本区六罗村组火山岩的源区所呈现的富集地幔特征很可能与东古特提斯洋俯冲过程中俯冲带流体对琼南大陆岩石圈地幔的交代有关。

本区玄武岩-安山岩样品具有相对较高的( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 比值和负  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值,在  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 图解中(图 7),样品落入了琼中南白垩纪基性岩范围内,并有向 EMII 延伸的趋势,这些特征说明本区玄武岩-安山岩的源区物质主要来自 EMII;另外,样品高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值要求地幔源区相对富集 LREE 和 Rb 等元素,因此合理的解释是在产生本区火山岩之前地幔源区已发生交代并形成了大陆岩石圈地幔(如 Arslan et al., 2013)。结合这套火山岩的微量元素变化特征(图 5),我们认为六罗村组火山岩中的玄武岩来源于受俯冲组分交代的 EMII 型大陆岩石圈地幔,安山岩则可能是同期玄武岩进一步发生部分熔融后形成,而流纹岩与玄武岩-安山岩具有一致的 Sr-Nd 同位素组成,暗示其可能是与玄武岩-安山岩同源的玄武质岩浆底侵于下地壳后再部分熔融的产物。

这一结论也可以得到相关区域地质资料的支持,如在广东麒麟、雷州半岛和浙江西莛、新昌等地玄武岩中也陆续发现了白垩纪(112±18 Ma, Sm-Nd 等时线年龄)基性麻粒岩包体(Xu et al., 1999; 徐夕生

等, 1999),说明东南沿海在中生代时期广泛存在底侵作用。另外,海南屯昌地区早白垩世晚期(~107 Ma)的花岗岩和花岗闪长岩具有埃达克质岩石的特征,是新底侵的加厚玄武质下地壳部分熔融的产物,同时发育其中的铁镁质包体也具有相对富集的 Nd 同位素组成( $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  为 0.13~-4.61, Wang et al., 2012);琼南晚白垩世(~81 Ma)基性岩墙具有高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比值(0.7078~0.7084)和负的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (-2.3~-3.2),是源自与俯冲作用有关的交代地幔(葛小月等, 2003),由此可以看出,本区出露的这套火山岩中的中基性组分与区域上同期的铁镁质包体和基性岩墙群具有一致的 Sr-Nd 同位素组成,反映了它们可能具有类似的源区,可能均来自大陆岩石圈地幔。

#### 4.3 形成环境及其大地构造意义

钙碱性火山岩的形成环境通常有两种主要类型,一是与板块俯冲相关的构造环境(Martin et al., 1994; McCarron and Smellie, 1998),二是与岩石圈伸展的构造环境有关(Leeman and Harry, 1993; Janecke et al., 1997)。大量研究表明中国东部的岩石圈结构具有明显的不均一性,并在侏罗纪以后发生了区域性的岩石圈伸展运动(Griffin et al., 1992; Menzies et al., 1993; 张旗等, 2013),到了白垩纪时期中国东部整体以伸展构造背景为主(Gilder et al., 1991),在这一构造背景下闽浙赣等地区形成了大量白垩纪火山-侵入岩(Martin et al., 1994; 葛小月等, 2003; 徐夕生等, 2005; 耿红燕等, 2006; Wang et al., 2012),其中酸性岩均为高钾钙碱性,其微量元素蛛网图和稀土元素配分模式均具有一致性,因此,这些钙碱性岩浆岩均被认为形成于板内构造环境并与岩石圈的伸展、减薄有关(Griffin et al., 1992; Martin et al., 1994; 徐夕生等, 2005; Wang et al., 2012)。

本文研究的海南六罗火山岩为高钾钙碱性岩石(图 4c),它们显示出“岛弧”火山岩的地球化学特征,如 Nb-Ta 亏损、富集 LILE(Ba、K、Rb 等),在相关图解中部分样品也落入了火山弧花岗岩范围内(图略)。值得注意的是,花岗岩类岩石的地球化学特征反映的是其源区、熔融和结晶分异的历史,其地球化学特征主要受到源区岩石成分和岩浆演化过程等因素的制约,而构造环境的影响相对于源区组成而言要小得多。很多构造环境判别图解对于具有混合源区的岩石而言往往也会失效,甚至可能得出错误的结论(Anthony, 2005),岛弧岩浆具有典型的 Nb-Ta-Ti 亏损,但出现 Nb-Ta-Ti 亏损的并不一定是形成于岛弧环境(Ionov and Hofmann, 1995)。因此要慎

用这些地球化学投图来对花岗岩类岩石进行构造环境的识别, 而应该更多的从其源区组分和演化过程等方面来确定。如前所述, 本区火山岩是源自受俯冲组分交代的 EMII 型大陆岩石圈地幔, 因而表现出具有 Nb-Ta 亏损等“岛弧”火山岩的地球化学特征。结合这一时期整个中国东部不太可能存在洋壳, 而是以伸展构造背景为主(Gilder et al., 1991; Griffin et al., 1992), 因此它们源区中的俯冲组分更可能是受古老俯冲物质改造的结果, 具有继承性的特点, 而不是受同期俯冲作用的影响。综合以上分析, 我们认为本区的钙碱性火山岩应该与中国东部同期的岩浆岩具有类似的形成环境, 即形成于伸展的构造环境。

中国东部构造-岩浆作用的成因是近年来学术界探讨的一个热点问题, 目前主流观点认为中国东部燕山期大规模的岩浆活动与西太平洋板块的俯冲有关(Jahn et al., 1976; Faure and Natali, 1992; Zhou and Li, 2000)。有些研究者则对此观点提出了激烈争议, 认为中国东部燕山期大规模的岩浆活动可能与超级地幔柱的活动有关, 是一种新型的大火成岩省, 并将其分为 B 型大火成岩省和 G 型大火成岩省(张旗等, 2001, 2013)。还有研究者从大陆岩石圈演化的角度来解释中国东部燕山期大规模岩浆活动的成因, 如万天丰(2004)通过研究认为在周边板块的相互作用下, 中国东部燕山期的地壳发生了  $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$  的较大幅度的逆时针旋转, 使大陆型地壳向东滑移至海洋型岩石圈地幔之上, 从而引发了强烈的构造-岩浆活动, 导致地壳加厚, 出现了岩石圈类型的转型, 构造断裂、圈层滑脱和高地温梯度的洋陆过渡型岩石圈是造成中国东部燕山期岩浆起源的原因(万天丰和赵庆乐, 2012); 邵济安等(2001)则强调中国东部中生代构造岩浆作用与板内软流圈物质上涌有关, 其形成机制与岩石圈不同深度层次的构造(如走滑断裂、剪切变形等)有关。

研究表明, 华南地块在经历印支运动以后, 在 205~180 Ma 期间, 处于一个岩浆活动沉寂期, 这一时期被认为是华南构造体制转换期, 即从特提斯构造域转换成太平洋构造域, 导致构造线由近 EW 向往 NE 向改变(Wang and Shu, 2012; 周云等, 2013)。到了早侏罗世晚期(~180 Ma), 受古太平洋板块俯冲消减作用的影响, 整个华南地块以伸展构造背景为主(Gilder et al., 1991), 中侏罗世早期(180~170 Ma)出现的小规模岩浆作用代表了华南晚中生代大规模岩浆活动的开始(Li et al., 2003), 至侏罗纪中晚期, 古太平洋板块以快速率、低角度俯冲, 随后俯冲角

度逐渐增大。从早白垩世开始, 特提斯向古太平洋构造域的体制转换基本完成, 此后中国东部主要受古太平洋构造域的控制, 在东南沿海形成了花岗质火山-侵入杂岩带和沉积盆地群, 并导致了华南盆岭构造的形成(Wang and Shu, 2012)。到了白垩纪(~100 Ma), 太平洋板块呈高角度俯冲(Maruyama and Seno, 1986), 导致新生海沟与日本弧之间处于拉张应力状态(Uyeda, 1983), 并促使东亚陆缘发生了更大规模的地壳/岩石圈伸展减薄, 形成了一系列 NE-NNE 向的断陷盆地群, 如松辽、东营和赣杭等大型盆地群。同时也造成了华南地区岩浆活动带从内陆向沿海地区迁移, 即侏罗纪侵入岩主要分布于武夷山以西的内陆地区, 而白垩纪火山-侵入岩则呈 NNE 向分布在浙闽粤琼等沿海地区(Zhou and Li, 2000), 这些 NNE 向白垩纪火山-侵入岩构成了中国东部受太平洋构造域影响而引发的大规模岩浆活动的主旋律, 它们形成于弧后拉张的构造环境, 蕴含了丰富的壳幔相互作用信息(Xu et al., 1999; 徐夕生等, 2005)。本文研究的六罗村组火山岩, 其岩石组合类型和形成时代均可以与东南沿海地区相对比(图 6), 结合它们的源区特征和形成环境, 我们认为在早白垩世时期, 浙东-闽东-粤东-琼南一带发生了岩石圈伸展作用, 岩石圈伸展导致地幔物质上涌, 形成了本区的基性岩石, 同时玄武质岩浆底侵至下地壳, 导致地壳熔融而形成本区的酸性岩石。因此, 我们认为本文研究的六罗村组火山岩的成因机制更可能与古太平洋板块俯冲引起的岩石圈伸展有关。

## 5 结 论

(1) 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素定年结果显示琼南三亚六罗村组的流纹岩和玄武安山岩均形成于 ~102 Ma, 表明琼南地区存在早白垩纪晚期岩浆活动, 与燕山晚期东南沿海地区岩浆活动时代一致。

(2) Sr-Nd 同位素研究结果显示, 火山岩样品均具有较低的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比值,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为负, 与琼南同期基性岩墙和埃达克质侵入岩具有类似的 Sr-Nd 同位素组成, 表明它们的源区来自大陆岩石圈地幔。

(3) 六罗村组火山岩形成于伸展构造环境, 可能与古太平洋板块俯冲引起的岩石圈伸展有关。

致谢: 感谢广西矿冶与环境科学实验中心对本论文的资助, 特别感谢审稿专家南京大学徐夕生教授和东华理工大学谢才富研究员对本文提出的宝贵意见和建议。

## 参考文献(References):

- 蔡道冠, 符国祥. 1997. 海南同安岭-牛腊岭火山地层划分与对比. *中国区域地质*, 16(4): 348-358.
- 陈新跃, 王岳军, 张玉芝, 张菲菲, 温淑女. 2013. 海南晨星安山质火山岩地球化学、年代学特征及其构造意义. *大地构造与成矿学*, 37(1): 99-108.
- 陈哲培. 1997. 海南省岩石地层. 中国地质大学出版社: 59-68.
- 董传万, 徐夕生, 闫强, 林秀斌, 竺国强. 2007. 浙东晚中生代壳幔相互作用的新例证: 新昌儒岙辉绿岩-花岗岩复合岩体的年代学与地球化学. *岩石学报*, 23(6): 1303-1312.
- 葛小月, 李献华, 周汉文. 2003. 琼南晚白垩世基性岩墙群的年代学、元素地球化学和Sr-Nd同位素研究. *地球化学*, 32(1): 11-20.
- 耿红燕, 徐夕生, O'Reilly S Y, 赵明, 孙涛. 2006. 粤西白垩纪火山-侵入岩浆活动及其地质意义. *中国科学(D辑)*, 36(7): 601-617.
- 广东省地质矿产局. 1988. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 贾小辉, 王强, 唐功建, 姜子琦, 赵振华, 杨岳衡, 王晓地, 赵武强. 2010. 海南屯昌早白垩世晚期埃达克质侵入岩的锆石U-Pb年代学、地球化学与岩石成因. *地球化学*, 39(6): 497-519.
- 邵济安, 刘福田, 陈辉, 韩庆军. 2001. 大兴安岭燕山晚中生代岩浆活动与俯冲作用关系. *地质学报*, 75: 56-63.
- 唐立梅, 陈汉林, 董传万, 沈忠悦, 程晓敢, 付璐露. 2010. 海南岛三叠纪中基性岩的年代学、地球化学及其地质意义. *地质学报*, 45(4): 1139-1155.
- 万天丰, 赵庆乐. 2012. 中国东部构造-岩浆作用的成因. *中国科学(D辑)*, 42(2): 155-163.
- 万天丰. 2004. 侏罗纪地壳转动与中国东部岩石圈转型. *地质通报*, 23(9-10): 969-972.
- 汪啸风, 马大铨, 蒋大海. 1991. 海南岛地质(二): 岩浆岩. 北京: 地质出版社: 273.
- 王一先, 赵振华, 包志伟, 李献华. 1997. 浙江花岗岩类地球化学与地壳演化I: 显生宙花岗岩类. *地球化学*, 26(5): 1-15.
- 夏邦栋, 于津海, 方中, 王赐银, 施光宇. 1991. 海南岛石炭纪双峰式火山岩及其板块构造背景. *岩石学报*, 7(1): 54-62.
- 谢才富, 朱金初, 丁式江, 张业明, 陈沐龙, 付杨荣, 付太安, 李志宏. 2006. 海南尖峰岭花岗岩体的形成时代、成因及其与抱伦金矿的关系. *岩石学报*, 22(10): 2493-2508.
- 谢才富, 朱金初, 赵子杰, 丁式江, 付太安, 李志宏, 张业明, 徐德明. 2005. 三亚石榴霓辉石正长岩的锆石SHRIMP U-Pb年龄: 对海南岛海西-印支期构造演化的制约. *高校地质学报*, 11(1): 47-57.
- 邢光福, 杨祝良, 薛怀民, 赵宇, 陶奎元. 1999. 浙东白垩纪双峰式火山岩Sr, Nd同位素组成及其成因意义. *地质评论*, 45: 796-804.
- 徐夕生, 谢昕. 2005. 中国东南部晚中生代-新生代玄武岩与壳幔作用. *高校地质学报*, 11(3): 318-334.
- 徐夕生, 周新民, O'Reilly S Y, 唐红峰. 1999. 中国东南部下地壳物质与花岗岩成因探索. *岩石学报*, 15(2): 217-223.
- 云平, 范渊, 莫位任, 周进波. 2003. 海南岛晚中生代壳幔岩浆混合作用: 来自闪长质淬冷包体的证据. *华南地质与矿产*, (2): 30-35.
- 张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. *岩石学报*, 17(2): 236-244.
- 张旗. 2013. 中国东部中生代岩浆活动与太平洋板块向西俯冲有关吗? *岩石矿物学杂志*, 32(1): 113-128.
- 周云, 梁新权, 梁细荣, 伍式崇, 蒋英, 温淑女, 蔡永丰. 2013. 湖南锡田含W-Sn A型花岗岩年代学与地球化学特征. *大地构造与成矿学*, 37(3): 511-529.
- Anthony E Y. 2005. Source regions of granites and their links to tectonic environment: Examples from the western United States. *Lithos*, 80(1-4): 61-74.
- Arndt N T and Christensen U. 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, 97: 10967-10981.
- Arslan M, Temizel İ, Abdioglu E, Kolyalı H, Yücel C, Boztuğ D and Şen C. 2013. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating, whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of post-collisional Eocene volcanic rocks in the southern part of the Eastern Pontides (NE Turkey): Implications for magma evolution in extension-induced origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166: 113-142.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J N, Davis D W, Korsch R J and Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1-2): 155-170.
- Claesson S, Vertin V, Bayanova T and Downes H. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: A record of geological evolution from the Archean to the Palaeozoic. *Lithos*,

- 51(1-2): 95-108.
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L and Zhang Z C. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Geological Society*, 149: 171-184.
- Condie K C. 1986. Geochemistry and tectonic setting of early Proterozoic supracrustal rocks in the southwestern United States. *Journal of Geology*, 94: 845-864.
- Downes H. 2001. Formation and modification of the shallow subcontinental lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. *Journal of Petrology*, 42: 233-250.
- Fang Z, Zhao J X and McCulloch M T. 1992. Geochemical and Nd isotopic study of Palaeozoic bimodal volcanics in Hainan Island, South China: Implications for rifting tectonics and mantle reservoirs. *Lithos*, 29: 127-139.
- Faure M and Natalpi N. 1992. The geodynamic evolution of the Eastern Eurasian margin in Mesozoic times. *Tectonophysics*, 208: 397-411.
- Gilder S A, Keller G R and Luo M. 1991. Timing and spatial distribution of rifting in China. *Tectonophysics*, 197: 225-243.
- Griffin W L, O'Reilly S Y and Ryan C G. 1992. Composition and thermal structure of the lithosphere beneath South Africa, Siberia and China: Proton microprobe studies. Beijing: International Symposium on Cenozoic Volcanic Rocks and Deep-seated Xenoliths of China and its Environs: 1-20.
- Har S R and Dune T. 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 1-8.
- Hsü K J, Li J L, Chen H H, Wang Q C, Sun S and Sengor A M C. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, 183: 9-39.
- Ionov D A and Hofmann A W. 1995. Nb-Ta-Ti-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science letters*, 131: 341-356.
- Jahn B M, Chen P Y and Yen T P. 1976. Rb-Sr ages of granitic rocks in Southeastern China and their tectonic significance. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 763-776.
- Janecke S U, Hammond B F, Snee L W and Geissman J W. 1997. Rapid extension in an Eocene volcanic arc: Structure and paleogeography of an intra-arc half graben in central Idaho. *Geological Society of America Bulletin*, 109(3): 253-267.
- Leeman W P and Harry D L. 1993. A binary source model for extension related magmatism in the Great Basin, Western North America. *Science*, 262(3): 1550-1554.
- Li X H, Chen Z G, Liu D Y and Li W X. 2003. Jurassic gabbro-granite-syenite suites from southern Jiangxi Province, SE China: Age, origin, and tectonic significance. *International Geology Review*, 45: 898-921.
- Li X H, Li Z X, Li W X and Wang Y J. 2006. Initiation of the Indosinian orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island. *Journal of Geology*, 114(3): 341-353.
- Li X H, Zhou H W, Chung S L, Ding S J, Liu Y, Lee C Y, Ge W C, Zhang Y M and Zhang R J. 2002. Geochemical and Sm-Nd isotopic characteristics of metabasites from central Hainan Island, South China and their tectonic significance. *Island Arc*, 11: 193-205.
- Li X H. 1997. Timing of the Cathaysia block formation: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology. *Episodes*, 20(3): 188-192.
- Li Z X, Li X H, Li W X and Ding S J. 2008. Was Cathaysia part of Proterozoic Laurentia? new data from Hainan Island, south China. *Terra Nova*, 20: 154-164.
- Ludwig K R. 2001. Using Isoplot/EX, version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronological Center Special Publication, Berkeley: 1-55.
- Martin H, Bonin B, Capdevila R, Jahn B M, Lamayre J and Wang Y. 1994. The Kuiqi peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and geochemistry. *Journal of Petrology*, 35: 983-1015.
- Maruyama S and Seno T. 1986. Orogeny and relative plate motions: Example of Japanese islands. *Tectonophysics*, 127: 305-329.
- McCarron J J and Smellie J L. 1998. Tectonic implications of fore arc magmatism and generation of high magnesian andesites: Alexander Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 155: 269-280.
- Menzies M A, Fan W M and Zhang M. 1993. Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China // Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W and Neary C R. Magmatic Processes and Plate Tectonics. *Geological Society, London, Special Publication*, 76: 71-81.

- Metcalf I, Shergglod I H and Li Z X. 1994. IGCP 321 Gondwana dispersion and Asian accretion: Fieldwork on Hainan Island. *Episodes*, 16: 443–447.
- Pearce J A and Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251–285.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society, London, Special Publication*, 42: 313–345.
- Uyeda S. 1983. Comparative subductology. *Episodes*, 2: 19–24.
- Wang D Z and Shu L S. 2012. Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China. *Geoscience Frontier*, 3(2): 109–124.
- Wang Q, Li X H, Jia X H, Wyman D A, Tang G J, Li Z X, Yang Y H, Jiang Z Q, Ma L and Gou G N. 2012. Late Early Cretaceous adakitic granitoids and associated magnesian and potassium-rich mafic enclaves and dikes in the Tunchang-Fengmu area, Hainan Province (South China): Partial melting of lower crust and mantle, and magma hybridization. *Chemical Geology*, 328, 222–243.
- Xie C F, Zhu J C, Ding S J, Zhang Y M, Fu T A and Li Z H. 2006. Identification of Hercynian shoshonitic intrusive rocks in central Hainan Island and its geotectonic implications. *Chinese Science Bulletin*, 51(20): 2507–2519.
- Xu D R, Xia B, Li P C, Chen G H, Ma C and Zhang Y Q. 2007. Protolith natures and U-Pb sensitive high mass-resolution ion microprobe (SHRIMP) zircon ages of the metabasites in Hainan Island, South China: Implications for geodynamic evolution since the late Precambrian. *Island Arc*, 16: 575–597.
- Xu X S, Dong C W, Li W X and Zhou X M. 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.
- Zheng Y F. 1989. Influence of the nature of the initial Rb-Sr system on isochron validity. *Chemical Geology*, 80(1): 1–16.
- Zhou X M and Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magma. *Tectonophysics*, 326: 269–287.

## Geochronology and Geochemistry of Cretaceous Volcanic Rocks from Liuluo Formation in Hainan Island and Their Tectonic Implications

ZHOU Yun<sup>1,2</sup>, LIANG Xinquan<sup>2</sup>, LIANG Xirong<sup>2</sup>, JIANG Ying<sup>2,3</sup>, CAI Yunhua<sup>4</sup>, ZOU Shuichang<sup>5</sup>, WANG Ce<sup>2,3</sup>, FU Jiangang<sup>2,3</sup>, DONG Chaoge<sup>2,3</sup>

(1. College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China; 2. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. Jiangxi Yaosheng Tungsten Co., Ltd., Ganzhou 341300, Jiangxi, China; 5. Chongyi Transportation Department, Ganzhou 341300, Jiangxi, China)

**Abstract:** A large number of volcanic rocks outcrops have been reported in the southern Hainan Island, but their geochronology, petrogenesis and tectonic implications are still unclear. In this study, we present detailed zircon U-Pb dating results and major and trace elemental compositions of the Liuluocun Formation volcanic rocks in the Liuluo area of Sanya, Hainan Island. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of the rhyolite from the upper Liuluocun Formation yields an age of 102±1 Ma, basaltic andesite from the lower Liuluocun Formation also shows an age of 102±1 Ma, indicating late stage of the Early Cretaceous volcanic activity occurred in southern Hainan Island. The rhyolites are characterized by high contents of silicon (SiO<sub>2</sub>=73.77%–74.79%) and potassium (K<sub>2</sub>O=5.09%–6.77%) and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratios (1.71–2.80), and low Mg<sup>#</sup> (22–28). They show negative Ti, P, Nb and Ta anomalies, obvious depletion of Eu (δEu=0.51–0.61), enrichment in Rb, Ba and LILE and strong fractionation between LREE and HREE (La/Yb<sub>CN</sub>=15.05–16.97). The basalts-andesites have SiO<sub>2</sub> ranging from 49.82% to 57.93% and lower value of K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0.32–1.11) and higher value

of Mg<sup>#</sup> (46–58) than those of the rhyolites. They show slight Eu anomalies ( $\delta\text{Eu}=0.86\sim 0.94$ ), depletion of Nb and Ta, and enrichment of LILE. They have lower degree fractionation between LREE and HREE ( $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}=9.42\sim 12.24$ ) and weaker negative P, Ti anomalies than those of the rhyolites. Besides, rhyolite and basalt-andesite samples show similar ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> (0.708222–0.708965 and 0.707532–0.708401, respectively) and  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  values (–2.49– –2.69 and –2.35– –4.09, respectively), indicating that they may have derived mainly from the same source. Combining with the regional geological data, we propose that these volcanic rocks are most likely generated from continental lithospheric mantle which had been modified by subduction component, and their formation was closely related to the regional lithospheric extension in the South China Craton during the Early Cretaceous, most likely caused by subduction of the Paleo-Pacific plate beneath the continental plate of China.

**Keywords:** Cretaceous; volcanic rocks; zircon U-Pb dating; Sr-Nd isotopes; Hainan Island

### 欢迎订购 2016 年《大地构造与成矿学》

欢迎读者通过以下任一方式订购 2016 年的《大地构造与成矿学》(双月刊,逢双数月 15 日出版发行):

- 1、通过邮局订购,邮发代号为 82-297。
- 2、通过天津联合征订服务部订购。地址:天津市大寺泉集北里别墅 17 号,邮编:300385 电话:022-23962479, 022-23973378, Email: lhzd@public.tpt.tj.cn  
定价维持 50 元不变,年定价为 300 元。

《大地构造与成矿学》系中文核心期刊,美国 EI(工程索引)收录期刊。根据中国学术期刊(光盘版)电子杂志社、中国科学文献计量评价研究中心于 2014 年 12 月发布的《中国学术期刊影响因子年报(自然科学与工程技术·2014 版)》,本刊 5 年复合影响因子为 2.211,其中 5 年他引影响因子为 1.915,在全国 103 种地质学类科技期刊中位列第 15 位。

编辑部联系电话:020-85290272, 85290020

电子邮箱:ddgz@gig.ac.cn 或 ddgz02@163.com

投稿、审稿系统:<http://www.ddgzyckx.com/>

通信地址:邮编 510640 广州市天河区五山:科华街 511 号

中国科学院广州地球化学研究所 《大地构造与成矿学》编辑部