

# 福建新生代碱性超基性火山岩地球化学特征及构造意义

张贵山<sup>1,2)</sup>, 温汉捷<sup>2)</sup>, 胡瑞忠<sup>2)</sup>, 裘愉卓<sup>2)</sup>

1) 长安大学 地球科学与国土资源学院, 西安, 710054;

2) 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳, 550002

**内容提要:**为了解福建新生代地幔性质和大地构造背景,对柳城玻基辉橄岩进行系统的年代学和元素地球化学研究。岩石为碱性超基性岩,形成于 12.6Ma,富 Mg、Fe 和贫碱性质,以富集 LILE、HFSE、Nb 与 Ta 正异常为特征,强烈富集 LREE,相对亏损 HREE,  $(La/Yb)_N = 35.1 \sim 36.2$ ,  $\delta Eu = 0.98 \sim 1.00$ ,微量元素特征与洋岛玄武岩(OIB)类似。微量元素地球化学特征表明,该岩石是地幔橄辉岩低度部分熔融的产物,成岩过程没有地壳混染;源区地幔具有 HIMU 性质,由软流圈地幔、脱水洋壳与残留岩石圈地幔混合组成,表现出富集的特征;柳城玻基辉橄岩形成于大陆裂谷环境。与新生代玄武岩进行对比研究表明,中国东南部地幔组成存在多个地幔端元成分。

**关键词:** 新生代; 碱性超基性岩; 地球化学; 大陆裂谷; HIMU; 福建

碱性超基性岩类是特定条件下幔源岩浆活动的产物,主要产于稳定大陆内部,构造上与大陆裂谷作用或深大断裂活动密切相关(黄智龙等,1995)。碱性超基性岩类常伴有丰富的矿产资源(Fe、P、Au、Pt、REE 等)产出而备受人们的关注(Woolley, 2001)。中国东南部新生代火山岩广泛分布在东南沿海地区,碱性超基性火山岩主要靠近内陆发育。中国东南部新生代的玄武岩研究工作颇多(齐进莫, 1985; 池际尚主编, 1988; 陈道公等, 1992; Liu et al., 1994; Zou et al., 2000; Ho et al., 2003),但是对碱性超基性岩的研究报道较少。中国东南部新生代岩浆活动主要以拉张-裂谷型的喷发岩为主(赵海玲等, 2004),岩石类型为拉斑质-碱性岩,表明岩浆起源于更深的软流圈地幔。碱性岩的产出,为研究中国东南部地幔属性和动力学提供了良好的介质。有关新生代火山作用的形成机制曾存在着争议,目前的认识更趋向大陆裂谷环境,形成的动力学过程仍是不清楚的(赵海玲等, 2004),中国东南部新生代岩石圈地幔组成性质存在不同的认识(Zou et al., 2000; Tu et al., 1991; 朱炳泉等, 2002; 鄢全树等, 2008)。闽西明溪、清流、三明等地区零星分布玻基

辉橄岩、苦橄岩等,属于碱性超基性岩类。本文首次以闽西柳城玻基辉橄岩为研究对象,从岩石学、地球化学及年代学角度着重讨论其成因、源区特征与构造意义,以期对福建新生代地幔性质和构造演化加以论证。

## 1 地质概况及岩石学特征

工作区位于政和一大埔断裂带西侧,宁化—南平构造带的南部,靠近闽西南拗陷带的边缘,近 SN 向的将乐—华安断裂带从本区穿过,研究区地理位置在三明市莘口镇柳城村(图 1)。区域上出露有寒武纪的林田组和东坑口组,二叠系童子岩组地层与晚侏罗世的兜岭组的火山沉积地层,以及白垩纪的沙县组地层。柳城玻基辉橄岩出露面积不超过 1 平方千米,产于奥陶系上统(魏坊组)、晚泥盆统(安砂群)地层中。区域上发育两组次级断层,为 NW 和 NE 向。侵入岩为晚侏罗世的二长花岗岩和二叠纪的细粒黑云母二长花岗岩,分布在玻基辉橄岩的东侧和南侧。

柳城碱性超基性岩为玻基辉橄岩,灰黑色,斑状结构,致密块状构造。岩石由基质与斑晶组成,基质

注:本文由国家重点基础研究发展计划(973 项目)(编号 2007CB411402)和中国科学院知识创新工程项目(编号 KZCX2-102, KZCX3-SW-125)资助的成果。

收稿日期:2008-03-05; 改回日期:2008-11-15; 责任编辑:郝梓国。

作者简介:张贵山,男,1971 年生。博士,长安大学讲师。主要从事岩石地球化学、矿床地球化学研究。通讯地址:710054,西安市雁塔路 126 号; Email:zygszh@chd.edu.cn。

主要为火山玻璃、辉石微晶,约占 55%,斑晶为橄榄石、辉石和副矿物,约占 45%。火山玻璃为它形,具有无色—橙黄色,低正突起,均质体,无干涉色;辉石微晶呈柱状,淡黄色,高正突起,Ⅱ级干涉色,斜消光,见简单双晶,粒径一般在 0.01mm×0.005mm 左右。橄榄石为无色—淡黄色,有较弱的多色性,呈柱状、粒状,糙面明显,裂纹发育,高正突起,干涉色为Ⅱ级以上,平行消光,二轴(+),从锥光镜下黑臂的形状估计 2V 在 80°左右,为镁橄榄石,最大粒径 3.5mm×2.3mm,一般在 0.6mm×1.0mm~2.6mm×1.8mm,部分颗粒的边缘被蛇纹石交代;辉石呈柱状、板状,无色,高正突起,Ⅱ级干涉色,斜消光,发育简单双晶,最大粒径 2.8mm×2.1mm,偶见环带构造;副矿物呈斑晶,为磁铁矿、尖晶石和磷灰石,含量<5%。

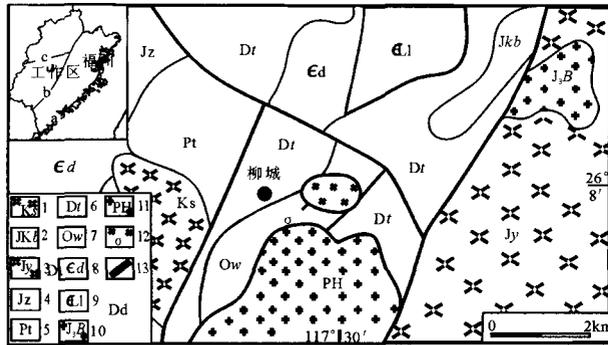


图 1 柳城区域地质简图(据 1:50 万福建地质图修编)

Fig. 1 Simplified regional geology map of Liucheng limburgite in Fujian Province

- 1—石帽山群; 2—坂头组; 3—兜岭组; 4—漳平组; 5—童子岩组; 6—安砂群; 7—魏坊组; 8—东坑口组; 9—林田组; 10—晚侏罗世黑云母二长花岗岩; 11—二叠纪黑云母二长花岗岩; 12—玻基辉橄岩; 13—断层

- 1—Shimaoshan Group; 2—Bantou Formation; 3—Douling Formation; 4—Zhangping Formation; 5—Tongziyan Formation; 6—Ansha Group; 7—Weifang Formation; 8—Dongkengkou Formation; 9—Lintian Formation; 10—Late Jurassic biotite monzonitic; 11—Permian biotite-monzonitic granite; 12—limburgite; 13—fault

## 2 样品分析方法

样品采于火山岩—钻孔岩芯的不同部位。样品的主量元素、微量元素和稀土元素分析在中国科学院地球化学研究所完成的。其中主量元素采用常规化学分析,分析误差小于 5%。微量元素和稀土元素采用高分辨率电感耦合等离子质谱分析法完成的,分析精度小于 1%~5%,具体的分析方法及流程参考 Qi

et al (2000)的相关报道。岩石的同位素年龄采用全岩 K-Ar 法测定,在中国石油勘探开发研究院完成的,分析仪器为 MM5400 静态真空质谱计。

## 3 地球化学特征

### 3.1 主量元素

柳城玻基辉橄岩主量元素含量和 CIPW 标准矿物计算结果见表 1。标准矿物分子 Ne=11.73%~14.09%、Ol=31.08%~31.62%,投到 Ol-Ne 图解(池际尚,1988)上(图 2a),落在碱性苦橄玄武岩区域内,为碱性岩。由于 Zr、Ti、Y 均属于不活泼元素,岩浆演化过程中具有一定的连续性和稳定性,基本不受后期改造的影响,选择 Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y 图解(Winchester et al.,1976)做进一步判别(图 2b),结果落在碱性系列的碧玄岩/碱玄岩区域内,与 Ol-Ne 图解的结果是一致的。

柳城玻基辉橄岩的 SiO<sub>2</sub>为 40.21%~40.67%,为超基性岩类范畴;K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O 为 3.47%~4.22%,平均值为 3.78%,Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O 为 2.6~3.1, TiO<sub>2</sub> 为 2.12%~2.26%,CaO 为 10.87%~11.50%、TFe 为 10.68%~11.19%、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为 7.33%~7.94%,高 CaO 指示源区的石榴石组成特征(Peacock et al.,1994)。CIPW 标准矿物中含 4.30%~5.44% 白榴石分子(Lc)、11.73%~14.09%的霞石分子(Ne)和辉石分子(Di),不含石英分子(Q),含硅不饱和橄榄石矿物分子(Ol>25%),为硅不饱和和碱性岩浆系列。值得注意 Na<sub>2</sub>O 含量较高,K<sub>2</sub>O 含量比较低,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 为 0.32~0.42,为钠质硅不饱和碱性岩。MgO 为 20.41%~20.72%,M/F 为 3.74~3.91 之间,说明成岩过程中经历了岩浆分异作用。Mg<sup>#</sup> 与主成分(SiO<sub>2</sub>、CaO、TFe 和 K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)、标准矿物分子(Di、Ol、Ne 和 Ap)百分含量之间具有弱的相关性。随着 Mg<sup>#</sup> 逐渐增加, SiO<sub>2</sub>、CaO、K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O、Di、Ol (Fa)、Ne、Ap 增加, TFe 和 Ol(Fo) 逐渐降低,与夏威夷原生霞石岩的演化趋势相似(Frey et al.,1987),与川滇裂谷带内的碱性超基性岩类的演化趋势存在一定的差别(黄智龙等,1995)。

### 3.2 稀土元素

柳城玻基辉橄岩的 ΣREE 为 414~436μg/g (表 2),LREE 为 394~410μg/g,HREE 为 25.1~26.8μg/g,LREE/HREE=15.0~15.7,(La/Yb)<sub>N</sub> =35.1~36.2,(Ce/Yb)<sub>N</sub>=25.0~25.7。表现出稀土总量高、轻稀土富集、重稀土亏损的特征。从稀土

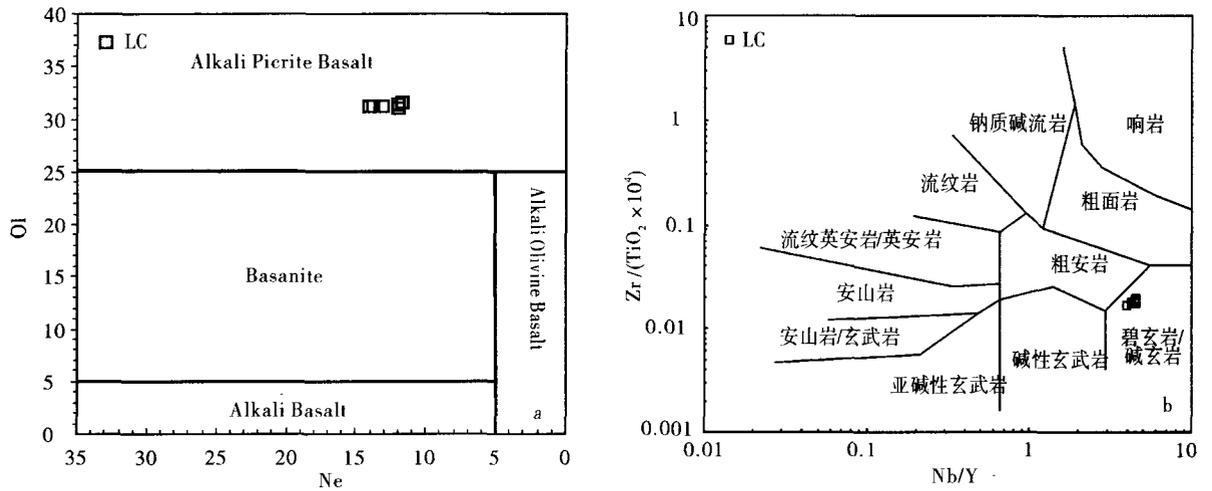


图 2 柳城玻基辉橄岩标准矿物 Ne-Ol(a)与 Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y(b)岩石分类图

Fig. 2 Ol-Ne(a) of normative mineral and Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y(b) diagrams of rock classification for Liucheng limburgite in Fujian Province

表 1 柳城玻基辉橄岩的岩石化学成分(%)与 CIPW 值

Table 1 Petrochemical compositions(%) and CIPW values for Liucheng limburgite

样号	LC-1	LC-2	LC-3	LC-4	LC-5	LC-6	样号	LC-1	LC-2	LC-3	LC-4	LC-5	LC-6
SiO <sub>2</sub>	40.67	40.44	40.35	40.49	40.21	40.34	TFe	10.68	11.09	11.07	10.79	11.12	11.19
TiO <sub>2</sub>	2.12	2.15	2.15	2.21	2.23	2.26	Mg#	78	77	77	77	77	77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.78	7.49	7.33	7.94	7.67	7.80	Or	0	0	0	0	0	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.30	3.50	3.62	3.23	4.05	4.11	Ab	0	0	0	0	0	0
FeO	7.71	7.95	7.81	7.88	7.48	7.49	An	4.69	6.12	5.94	4.55	5.61	6.53
MnO	0.21	0.20	0.20	0.21	0.20	0.19	Lc	4.98	4.55	4.47	5.44	4.30	5.13
CaO	11.27	11.44	11.50	11.25	11.04	10.87	Ne	13.84	11.98	11.73	14.09	13.12	12.06
MgO	20.61	20.41	20.72	20.55	20.63	20.43	Di(Wo)	18.42	18.29	18.32	18.35	17.47	17.01
K <sub>2</sub> O	1.06	0.97	0.95	1.17	0.92	1.09	Di(En)	14.15	14	14.11	14.05	13.65	13.29
Na <sub>2</sub> O	2.99	2.57	2.52	3.05	2.83	2.59	Di(Fs)	2.28	2.33	2.22	2.33	1.87	1.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.29	1.30	1.36	1.31	1.36	1.26	Ol(Fo)	26.51	26.49	26.94	26.38	27.06	27.01
烧失量	0.93	1.47	1.35	0.82	1.41	1.45	Ol(Fa)	4.72	4.87	4.68	4.84	4.09	4.07
总计	99.96	99.88	99.87	100.12	100.03	99.90	Mt	4.84	5.16	5.33	4.72	5.96	6.06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.38	0.57	0.89	0.44	0.55	0.83	Il	4.06	4.16	4.14	4.23	4.3	4.36
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	4.06	3.54	3.47	4.22	3.74	3.68	Ap	2.85	2.88	3.02	2.87	3	2.8

注: Mg# = 100 × Mg<sup>2+</sup> / (Mg<sup>2+</sup> + Fe<sup>2+</sup>), TFe = FeO + 0.899 × Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, CIPW 值利用 MINPET2 软件计算。

元素球粒陨石配分模式图(图 3)可以看出,曲线显示为强烈右倾 LREE 富集、HREE 相对亏损的特征,轻稀土为球粒陨石的几百倍(如: La<sub>N</sub> = 306 ~ 318),重稀土仅为几倍或十几倍(如: Yb<sub>N</sub> = 8 ~ 9),暗示岩浆来源于相对较深的石榴石相地幔橄辉岩(石榴石二辉橄辉岩地幔)(姜常义等,1997;李献华等,2002;Foley,1992),且源区存在石榴石残留相。强烈富集轻稀土元素的碱性超基性岩类可能有以下几种来源:地幔橄辉岩较小程度的部分熔融(王中刚等,1989),大陆裂谷或裂陷早期阶段的上地幔极低部分熔融,并伴随着一定的地壳混染作用(董显扬等,1995)。δEu = 0.98 ~ 1.00,不显示负 Eu 异常,

但均表现出微弱的负 Ce 异常(δCe = 0.94 ~ 0.96),可能由以下几方面因素引起:地壳物质的混入(赵振华,1997),高的氧化条件或继承了源区的固有特征(王中刚等,1989),俯冲深海沉积物和海水对地幔的交代作用(Clive and Taylor,1989)。

### 3.3 微量元素

柳城玻基辉橄岩的微量元素丰度见表 2。相容元素球粒陨石标准化配分曲线(图略)呈明显的“W”型,Ni、Cr 为亏损谷,表明成岩过程经历橄榄石和单斜辉石的分馏作用。Green(1971)统计原生碱性玄武岩浆的 Ni 平均值为 290 μg/g, Cr 为 380 μg/g,

表 2 柳城玻基辉橄岩微量—稀土元素含量(μg/g)

Table 2 Trace element and REE of the Liucheng limburgite in Fujian Province

样品	LC-1	LC-2	LC-3	LC-4	LC-5	LC-6	样品	LC-1	LC-2	LC-3	LC-4	LC-5	LC-6
Sc	18.0	16.9	16.8	16.1	16.3	17.0	Ce	178	180	175	186	186	177
V	165	154	154	158	155	181	Pr	20	21	20	21	21	20
Cr	1049	1034	1052	1070	1023	902	Nd	80	81	80	82	83	80
Co	69	68	67	66	68	65	Sm	13.8	14.1	13.8	14.5	14.4	14.2
Ni	743	748	768	738	751	684	Eu	3.90	3.93	3.94	4.07	4.15	4.05
Rb	41	51	51	59	70	54	Gd	10.6	10.6	10.6	10.9	11.4	11.2
Sr	1071	1091	1130	1091	1086	1015	Tb	1.38	1.42	1.36	1.44	1.50	1.48
Y	33	33	31	32	32	31	Dy	6.78	6.96	6.92	7.21	7.24	7.21
Zr	403	403	378	395	395	371	Ho	1.14	1.16	1.15	1.21	1.22	1.18
Nb	148	145	132	145	137	124	Er	2.80	2.83	2.85	2.98	2.95	2.86
Ba	655	799	791	685	807	997	Tm	0.318	0.322	0.33	0.336	0.347	0.327
Hf	8.01	8.15	8.00	8.40	8.50	8.29	Yb	1.87	1.88	1.84	1.96	1.98	1.90
Ta	7.24	7.14	6.97	7.73	7.45	6.80	Lu	0.238	0.236	0.234	0.247	0.249	0.244
Th	13.7	13.2	12.4	13.8	13.7	12.5	REE	419	423	414	436	436	421
U	2.82	2.75	2.84	2.92	2.83	1.48	δEu	0.99	0.98	1.00	0.99	0.99	0.98
La	98	98	97	102	101	99	(La/Yb) <sub>N</sub>	36.1	35.8	36.2	35.7	35.1	35.9

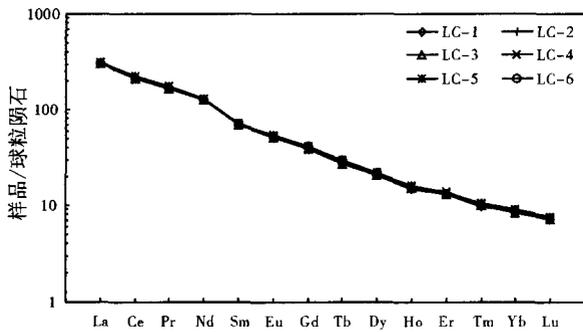


图 3 柳城玻基辉橄岩球粒陨石标准化稀土元素分布模式  
Fig. 3 Chondrite-normalized REE pattern for Liucheng limburgite in Fujian Province

球粒陨石标准值引自文献(Anders and Gresser, 1989)

The chondrite-normalized values are from Anders and Gresser(1989)

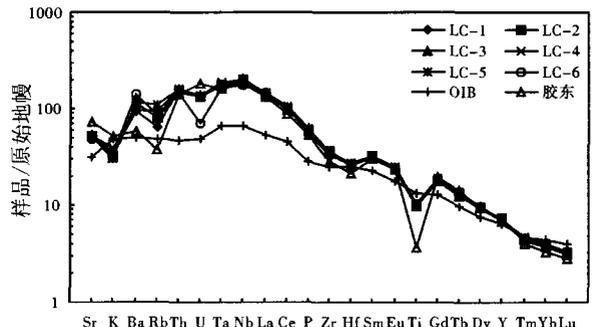


图 4 柳城玻基辉橄岩不相容元素元素原始地幔标准化蛛网图

Fig. 4 Primary mantle-normalized incompatible trace element spider-grams for Liucheng limburgite in Fujian Province 原始地幔与 OIB 标准值引自文献(Sun and McDonough, 1989), 胶东数据引自文献(刘桑等, 2005)

PM and OIB normalized values are from Sun and McDonough (1989), Data of Jiaodong are form Liu et al (2005)

Wilson(1989)给出原始岩浆 Ni=400~500μg/g, Cr >1000μg/g, 本区的相容元素 Ni=684~768μg/g (平均为 739μg/g), Cr=902~1070μg/g (平均为 1022μg/g), 高出 Green(1971)给出的原生碱性玄武岩浆值, 与 Wilson (1989)统计的原始岩浆值接近, 表明本区岩浆的分馏作用非常弱。

柳城玻基辉橄岩的不相容元素“蛛网图”(图 4), 配分曲线为隆起右倾富集型, 具有 LILE、Nb、Ta 和 LREE 富集、HREE 相对亏损的特征, 与洋岛玄武岩(OIB)类似, 但 LILE、Nb、Ta、LREE 等明显较 OIB 富集, Ti 的负异常与洋岛玄武岩(OIB)不同, 反映玻基辉橄岩的地幔源区与典型 OIB 的地幔源区存在差异。蛛网图显示出 Rb、K 为弱的负异常, 类似 HIMU 地幔端元(徐义刚, 1999), 暗示岩石的地幔源区可能来自高

铀/铅比值地幔(HIMU)。Ti 负异常可能由于地幔残留体中含 Ti 矿物引起的。柳城超基性岩的大离子亲石元素、高场强元素明显高于原始地幔的含量(Anders and Gresser, 1989), Nb/Ta=18.3~20.4, 位于原始地幔的 Nb/Ta=17.5±2.0 范围内, 暗示原始岩浆是地幔橄橄岩经过低度部分熔融(<5%)形成的, 同时也可能受到强烈的地幔流体交代。

## 4 讨论

### 4.1 岩石成因

柳城玻基辉橄岩具有富集 LILE 和 LREE 的地

球化学性质,是否与地壳物质混染作用相关?岩石的地球化学证据表明,岩浆上升过程中未发生地壳物质混染作用。首先,地壳物质混染将使岩石中的轻稀土元素富集和  $\text{SiO}_2$  增高, LREE 与  $\text{SiO}_2$  之间将存在良好的相关性,岩石的 LREE 与  $\text{SiO}_2$  没有相关性;其次,地壳中具有 La、Th 富集的特征, La、Th 在上、下地壳中具有不同的分布特性,上地壳更加富集 La、Th,下地壳通常弱富集 Th,若发生地壳物质混染,岩石中 Th、La 必然存在不同强度的正相关关系(图 5a),原始地幔标准化值  $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}-(\text{La}/\text{Ta})_{\text{PM}}$  图解上(Ingle et al., 2002),柳城的样品点呈负相关,表明岩石没有遭受地壳物质混染;再者,强不相容元素与高场强元素在地壳和地幔中的性质不同,地壳物质中 Th 高 Nb 低,地幔岩中 Th 低 Nb 高,若发生地壳混染必然导致 Nb、Th 之间呈负相关,图 Nb/Y-Th/Y 中(图 5b)柳城的样品呈正相关关系,再次排除地壳物质混染的可能性。因此,岩浆上升过程中未发生地壳物质混染,岩石的地球化学性质是地幔源区的特征。

柳城玻基辉橄岩的  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.16 \sim 0.18$ , 变化范围较窄,为地幔岩低度部分熔融的特征。Rb/Zr-Rb/Nb(马昌前等, 1994)和 Ba/Ca-Sr/Ca 图解(Onuma et al., 1981)上,表现为正斜率的直线型平衡部分熔融演化趋势(图 6a、b)。已有研究表明,如果在熔融过程中源区有石榴石存在,其含量的变化将引起岩浆中 Y 含量的改变,并且 Zr/Y 和 Y 应具有相关性,此协变关系成为判断源区的重要指标(Münker, 2000)。柳城玻基辉橄岩的 Zr/Y-Y 为非常好的正相关性(图 6c),暗示岩浆来源石榴石橄

岩地幔的部分熔融; Ce/Y-Zr/Nb 图解(Deniel, 1998)上(图 6d),样品点落在石榴石相橄榄岩地幔源区,靠近原始石榴石橄榄岩非批式分离熔融曲线附近,表明玻基辉橄岩可能是石榴石橄榄岩小比例熔融的产物。赵海玲等(2004)研究成果支持本文观点:中国东南部新生代过碱性岩类形成于石榴石二辉橄岩源区。

#### 4.2 地幔源区的性质与演化特征

中国东南部新生代玄武岩总体具有洋岛玄武岩的地球化学特征。柳城玻基辉橄岩的微量元素地球化学特征表明,地幔源区具有 HIMU 性质。强不相容元素的比值具有与同位素相似的功能——示踪地幔源区性质。Nb/U 值已被广泛应用于判别源区性质上,典型 OIB 和 MORB 比值为  $47 \pm 10$  (Hofmann, 1988),典型大陆地壳比值为 10 (Condie, 2001)。本区的 Nb/U =  $47 \sim 84$ ,从 Nb/U-Nb(图 7)上可以看出,LC-6 样品高出 OIB 区域,其余样品都落入 OIB 区域内;微量元素比值与各地幔端元组成对比(Weaver, 1991; Woodhead, 1996)(表 3),发现岩石的不相容元素比值与 HIMU 端元相似, Zr/Nb、K/Nb 和 Zr/Hf 稍微偏离 HIMU 特征值区域,但总体上与 HIMU 特征值最相接近,与其它端元值相差较远; Ba/Th-Rb/Nb 和 Ba/La-Ba/Nb 的图解上(石林, 1998),柳城的样品基本落在 HIMU 范围内(图 8)。以上证据反映柳城玻基辉橄岩的源区可能来自类似 HIMU 型 OIB 地幔。

HIMU 地幔端元具有高 U/Pb 比值或  $\mu$  值特征,主要分布于南半球地幔异常区,如 St. Helena, Rurutu 等地区,同位素具有较高的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、较

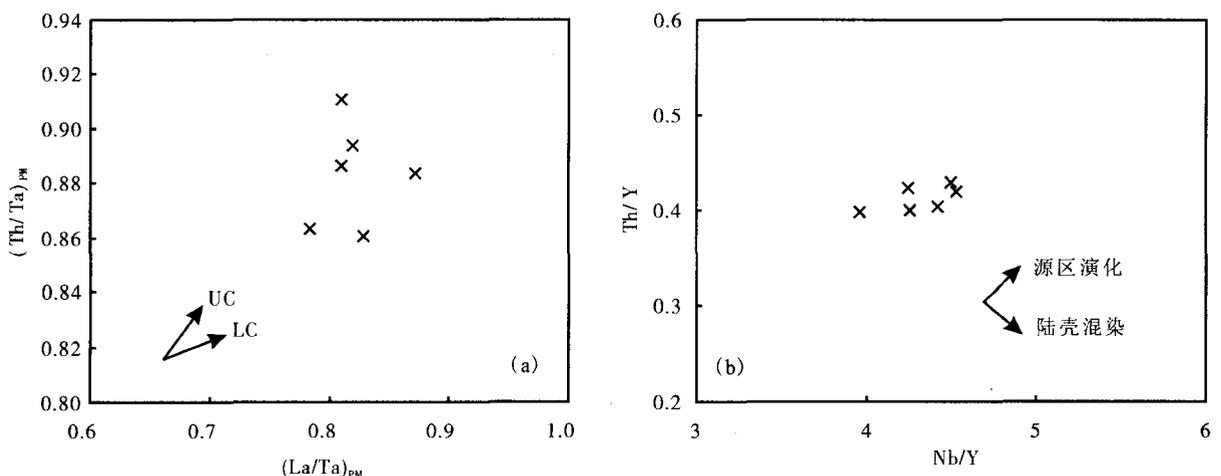


图 5 柳城玻基辉橄岩  $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}-(\text{La}/\text{Ta})_{\text{PM}}$  (a) 与 Nb/Y-Th/Y (b) 地壳混染判别图  
Fig. 5 Crust contamination discrimination diagrams of  $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}-(\text{La}/\text{Ta})_{\text{PM}}$  (a) and Nb/Y-Th/Y (b) for Liucheng limburgite

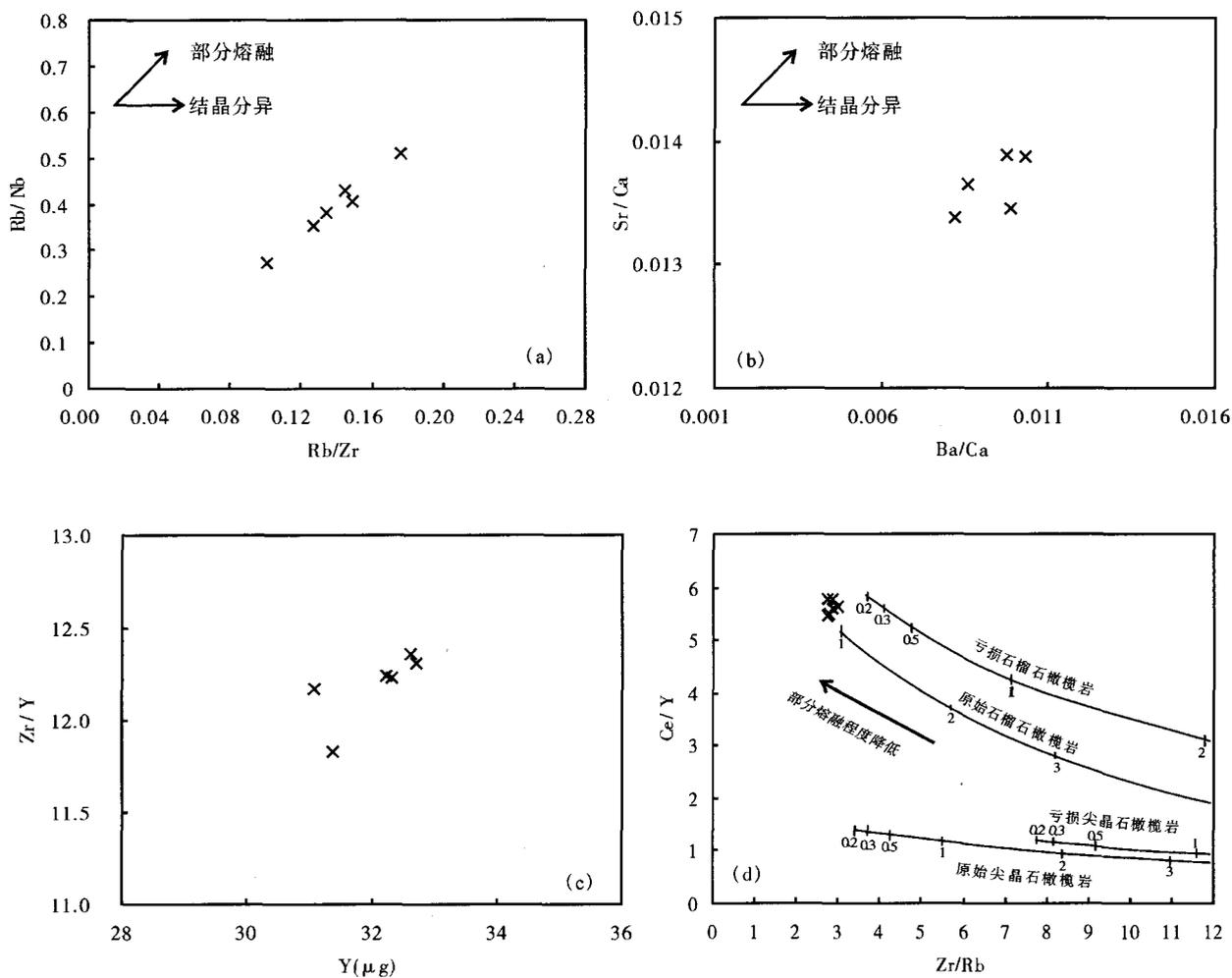


图 6 柳城玻基辉橄岩部分熔融判别(a,b)与地幔岩相判别图(c,d)

Fig. 6 Discrimination diagrams of partial melting and pyrolite phase for Liucheng limburgite in Fujian Province

表 3 壳-幔源区与柳城玻基辉橄岩的不相容元素比值特征

Table 3 Selected incompatible trace elemental ratios for mantle and crustal reservoirs compares with the Liucheng limburgite in Fujian Province

比值	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La	Ba/Th	Nb/U	Ba/Rb	Zr/Hf
PM	14.8	0.94	9	0.91	323	0.117	0.125	9.6	77	34	11	36
N-MORB	30	1.07	4.3	0.36	296	0.07	0.07	4	60	50	11.3	36
大陆地壳	16.2	2.2	54	4.7	1341	0.44	0.2	25	124			
HIMU OIB	3.2~5.0	0.66~0.77	4.9~6.5	0.35~0.38	77~179	0.078~0.1	0.107~0.133	6.8~8.7	49~77	50±2	14.5±3.0	44±2
EM I OIB	4.2~11.3	0.86~1.14	11.4~17.8	0.99~1.17	213~432	0.105~0.12	0.107~0.128	13.2~16.9	103~154	41±7	15.2±1.6	46±2
EM II OIB	4.5~7.3	0.89~1.09	7.3~11.0	0.59~0.85	248~378	0.111~0.16	0.122~0.163	8.3~11.3	67~84	25±2	12.9±2.3	49±5
柳城玻基辉橄岩	2.72~2.98	0.67~0.80	4.44~8.02	0.27~0.51	55~72	0.092~0.1	0.125~0.139	6.6~10.0	48~80	47~84	11.6~18.6	47~50
	(2.82)	(0.72)	(5.76)	(0.39)	(61)	(0.096)	(0.13)	(7.96)	(60)	(56)	(14.9)	(50)

注:PM:原始地幔,N-MORB:亏损洋中脊玄武岩,HIMU OIB:高μ型洋岛玄武岩,EM I OIB:I型富集地幔洋岛玄武岩,EM II OIB:II型富集地幔洋岛玄武岩。括号内为平均值,样品数为6件。Nb/U、Ba/Rb、Zr/Hf引自(Woodhead,1996);其余比值引自(Weaver,1991)。

低的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr和中等的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd比值,HIMU地幔端元组分的一个重要特征是明显富集高场强元素(HFSE),特别是富集Nb和Ta,La/Nb和LILE/Nb、LILE/HFSE、LREE/HFSE等比值均较低,低

于具有DMM特征的正常洋中脊玄武岩(N-MORB)和原始地幔,这些特征暗示HIMU组分来源于一个高场强元素的富集区。

图8显示中国东南部新生代玄武岩的不相容元

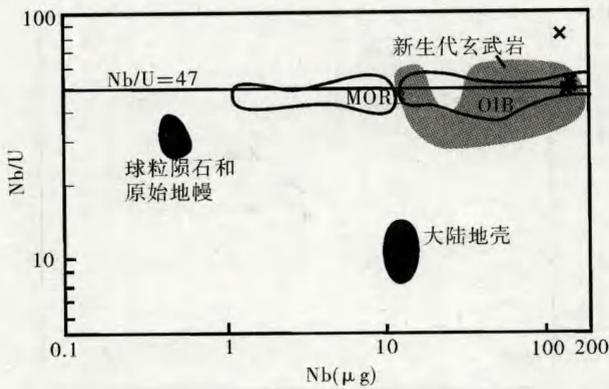


图7 柳城玻基辉橄岩 Nb/U-Nb 图  
Fig. 7 diagram of Nb/U-Nb for Liucheng limburgite in Fujian Province

底图根据(Condie, 2001; 赵振华, 1997)绘制, 玄武岩数据引自(Zou et al., 2000; Ho et al., 2003)  
Base map are from Condie (2001), Zhao (1997), data of basalts are from Zou et al. (2000), Ho et al. (2003)

素比值落在 HIMU、EM I、EM II 的区域内, 其同位素比值同样落在不同的地幔端元的区域内 (Zou et al., 2000), 反映中国东南部新生代玄武岩可能起源于多个地幔源区, 而不是单一的地幔源区, 暗示虽然同处于相同大地构造背景中, 但是深部地幔组成和性质存在差异。图 8 显示玄武岩的不相容元素比值主要集中在 EM I 与 EM II 之间, 本区玻基辉橄岩的比值落在 HIMU 的区域内, 玄武岩只有少量样品落在 HIMU 区域内, 中国东南部存在 HIMU 地幔源区是可能的。许多学者认为 HIMU 是洋壳再循环进入地幔形成的或者是古老消减洋壳与亏损地幔

混合熔融形成其源区 (Wood-head, 1996; Chauvel, 1992; Esperaqa et al., 1995)。HIMU 源区富集高场强元素不是由矿物熔融过程所控制, 是由元素在板片逸出的含水流体与残留固体之间的分配系数所控制, 微量元素在流体中的溶解度由这些元素的离子半径和离子势所支配, 具有较大离子半径和较低离子势的元素 (如: K、Ba、Rb、La 等) 一般在流体中易溶, 较小离子半径和中等离子势的元素 (如: Nb、Zr、Yb 等) 是难溶于流体中, 洋壳消减脱水过程中, 易溶的 LILE 和 LREE 进入俯冲流体中, 难溶 HFSE 留在脱水洋壳内, 洋壳再循环进入地幔, 形成具有 LILE/HFSE 和 LREE/HFSE 低比值的 HIMU 的地幔源区 (石林, 1998)。

中国东南部从早中生代古太平洋板块对欧亚板块开始了大规模的俯冲, 俯冲作用一致延续到晚白垩世才结束。大量的研究表明中生代的岩浆活动与太平洋板块俯冲密切相关 (Gilder et al., 1996; Zhou et al., 2000; Li, 2000), 当俯冲洋壳到达一定的深度时将发生脱水作用, 富水流体交代上覆地幔楔, 易溶元素随流体进入地幔楔, 难溶元素留在脱水洋壳中, 是中生代的玄武岩和基性侵入岩表现 Nb、Ta、Ti 负异常的原因 (Zhou et al., 2000)。晚中生代太平洋板块的俯冲角度大于 50°, 脱水洋壳可以达到地幔深部, 也不会立即发生熔融作用 (许志琴等, 2003)。中国东南部新生代的构造背景为大陆裂谷, 软流圈地幔上涌并发生部分熔融。在这样的构造体制下岩石圈减薄促使岩石圈-软流圈界面上升, 导致软流圈以绝热减压的形式上升并填充因拉张减薄造

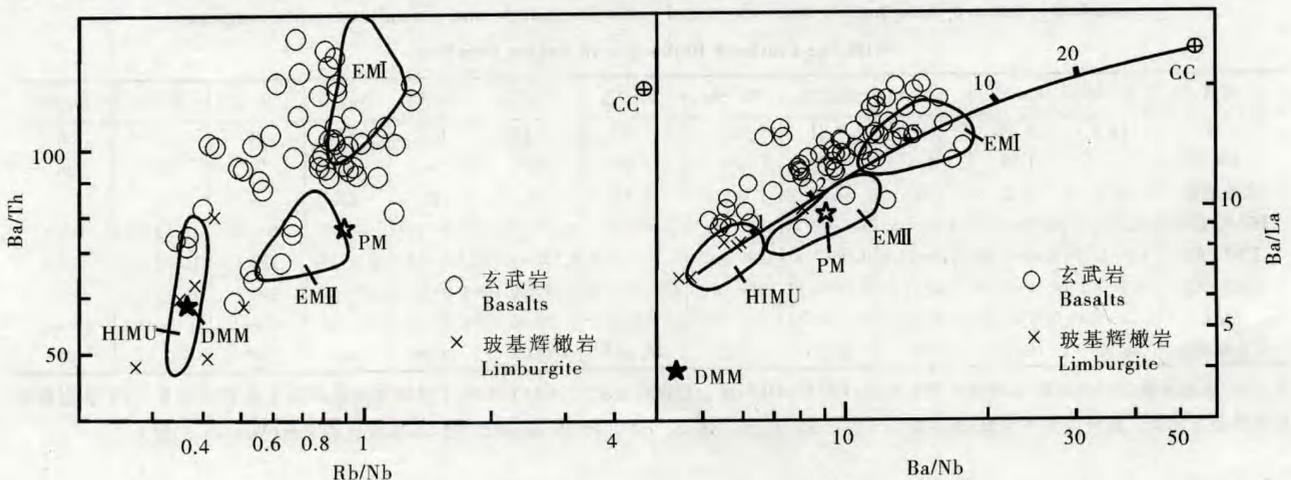


图8 柳城玻基辉橄岩 Ba/Th-Rb/Nb 与 Ba/La-Ba/Nb 源区判别图

Fig. 8 Source discrimination diagrams of Ba/Th-Rb/Nb and Ba/La-Ba/Nb for Liucheng limburgite in Fujian Province  
玄武岩数据引自(Zou et al., 2000; Ho et al., 2003)  
Data of basalts from Zou et al. (2000), Ho et al. (2003)

成的空间,岩石圈—软流圈界面的物理条件发生变化,其固熔点也随之降低(徐义刚,1999),软流圈上升过程中可能把脱水俯冲洋壳携带上来,脱水洋壳发生减压部分熔融,形成具有 HIMU 性质的地幔源区。

从部分熔融模型来看,采用上地幔的矿物组成、已知总分配系数(D)以及地幔橄榄岩中的稀土含量这些参数,理论熔融模型的计算无法得到玻基辉橄岩的轻稀土元素丰度,地幔源区的稀土元素丰度成为模拟部分熔融的重要问题,也就说形成柳城玻基辉橄岩应有富集轻稀土元素的地幔源区。中国东南部晚中生代岩石圈地幔具有富集地幔的特征,可能是由于俯冲板片析出流体/熔体的交代作用形成的(Zhou et al., 2000; 杨祝良等, 1999)。晚中生代以来,由于软流圈地幔的上涌对岩石圈地幔进行强烈改造,导致中国东南部的岩石圈地幔不断减薄,至新生代岩石圈地幔主体为亏损型,但还残留了少量古老富集地幔。本区岩石富集轻稀土元素,可能是残留的富集地幔参与源区演化的结果。在大陆裂谷的构造背景下,残留富集地幔与软流圈物质、脱水洋壳混合组成富集型地幔源区,具有 HIMU 的特性。柳城玻基辉橄岩可能来自该类型地幔源区,在减压的条件下发生低度部分熔融作用,形成了岩石的源区。

#### 4.3 构造意义

柳城的玻基辉橄岩的  $Zr/Y \approx 12$ , 大于 3, 其形成于板内(或大陆边缘弧)的环境中,非大洋岛弧的范围内。在  $(Th/Ta)_N - (Tb/Ta)_N$  图解上(Fekkek et al., 2001)(图 9),柳城的样品均落在大陆板内碱性与洋岛玄武岩(OIB+CWPAB)的范围内,在  $Y/15-La/10-Nb/8$  三角图解上(Cabanis et al., 1989)(图 10),样品点落在陆内裂谷碱性玄武岩区域,两个构造判别图解均说明柳城玻基辉橄岩产出的大地构造背景为大陆板内裂谷环境。

碱性超基性岩是陆内拉张裂谷构造环境下形成的,具有构造指示意义。本区碱性超基性岩的同位素年龄为  $12.61 \pm 1.25$  Ma(中新世)(表 4),区域地质资料表明,中新世福建地区已经是陆内环境,指示中国东南部中新世构造背景为大陆裂谷,这与软流圈地幔上涌、岩石圈地幔伸展耦合。中国东南部新生代火山岩(主要为玄武岩)喷发时代的研究表明,存在早第三纪(40~60Ma)、中新世(14~17Ma)和上新世(5~6Ma)三个强烈的岩石圈伸展期(朱炳泉等, 2002),与大陆岩石圈伸展相对应的构造事件为东亚大陆发生了边缘海的扩张(Ho et al., 2003),中

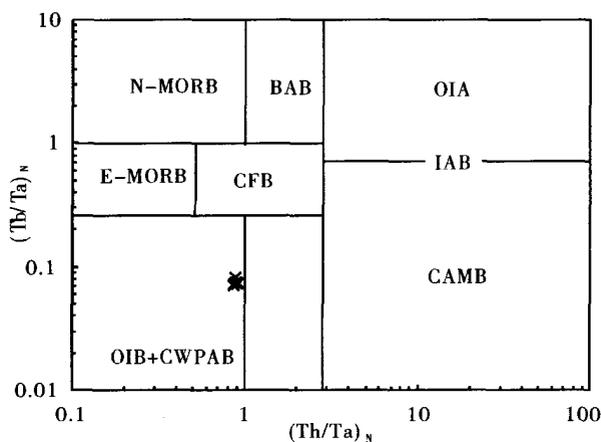


图 9 柳城玻基辉橄岩  $(Tb/Ta)_N - (Th/Ta)_N$  构造判别图

Fig. 9 Tectonic discrimination diagrams of  $(Tb/Ta)_N - (Th/Ta)_N$  for Liucheng limburgite in Fujian Province

N-MORB—正常洋中脊玄武岩; E-MORB—富集洋中脊玄武岩; BAB—弧后玄武岩; CFB—大陆溢流玄武岩; OIA—马里亚纳型洋内弧玄武岩; IAB—中间弧玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; CWPAB—大陆板内碱性玄武岩; CAMB—活动大陆边缘玄武岩

N-MORB—"normal" MORB; E-MORB—enriched MORB; BAB—back-arc basin basalts; CFB—continental flood basalts; OIA—Mariana-type intra-oceanic arc; IAB—intermediate arc; OIB—ocean island basalts; CWPAB—continental within-plate alkali and transitional basalts; CAMB—continental active margin basalts

国南海的扩张年龄为 30~16Ma(Chung et al., 1997),日本海扩张的年龄为 15~19Ma(Jolivet et al., 1994; Uto et al., 1994),表明新生代东南大陆处于强烈大陆裂谷构造环境。本区碱性超基性岩与闽清玄武岩带的产出时代基本一致,反映中国东南部中新世岩石圈伸展期可能一直延续到塞拉瓦尔期末期,非初期。

表 4 柳城玻基辉橄岩全岩 K-Ar 同位素年龄

Table 4 K-Ar age results of Liucheng limburgites in Fujian Province

样品号	K(%)	$^{40}Ar^*$ ( $10^{-10}$ mol/g)	$^{40}Ar^*$ (%)	$^{40}Ar/^{40}K$	表观年龄 (Ma)
CL-6	1.00	0.219	20.85	0.0007353	$12.61 \pm 1.25$

前人研究认为福建新生代玄武岩喷出的时代从沿海到内陆具有逐渐变新的特征,龙海(17~15Ma)—闽清(12Ma)—明溪(2.2~0.9Ma)(Ho et al., 2003),赵海玲等(2004)认为此现象是地幔柱作用的结果,只是幔柱源较浅。Ho et al.(2003)把玄武

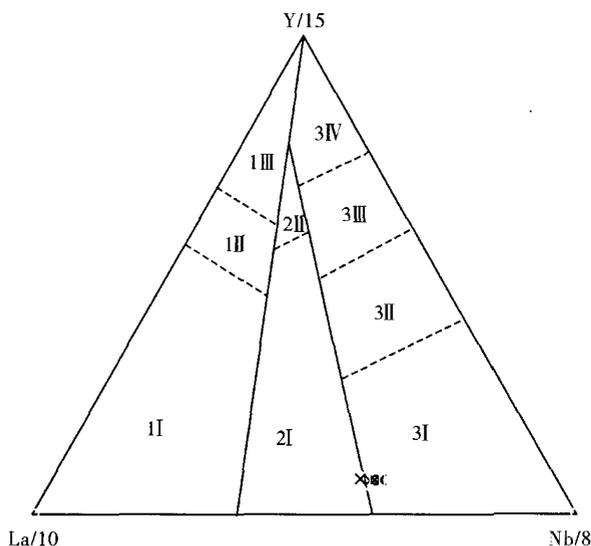


图 10 柳城玻基辉橄岩 Y/15-La/10-Nb/8 构造判别图

Fig. 10 Tectonic discrimination diagrams of Y/15-La/10-Nb/8 for Liucheng limburgite in Fujian Province

1 I—钙碱性玄武岩; 1 III—火山弧拉斑玄武岩; 1 II—1 I 和 1 III 重叠区; 2 I—大陆拉斑玄武岩; 2 II—弧后盆地玄武岩; 3 I—陆内裂谷碱性玄武岩; 3 II 和 3 III—富集型洋中脊玄武岩; 3 IV—正常型洋中脊玄武岩

1 I—Calc-alkaline basaltes; 1 III—Volcanic arc tholeiites; 1 II—Area of overlap between 1 I and 1 III; 2 I—Continental Tholeiites; 2 II—Back-arc basin basalts; 3 I—Alkaline basaltes from intra-continental rift; 3 II and 3 III—E-type MORB; 3 IV—N-type MORB

岩从沿海到内陆沿着 NE 向分为三个带,即厦门—龙海带、闽清带和明溪—长汀带。柳城玻基辉橄岩地理位置靠近明溪—长汀带,全岩 K-Ar 法年龄  $12.61 \pm 1.25$  Ma, 与闽清带的喷发时间上基本一致,时空上不具有板内热点的特征。现代地球物理资料表明,福建沿海和西部存在 NE 向的软流圈地幔隆起带(王培宗等,1993),柳城玻基辉橄岩可能是在软流圈上涌对岩石圈地幔改造的背景下形成的,非地幔柱作用的结果,软流圈地幔上涌对中、新生代岩石圈地幔强烈改造,是中新生代拉张构造、大陆裂谷构造形成与演化的内在因素。

## 5 结论

(1) 柳城玻基辉橄岩形成于板内裂谷环境,属于中新世岩浆活动的产物;岩石为碱性超基性岩系列,可能来自石榴石二辉橄橄岩低程度部分熔融,可能直接由原生岩浆结晶形成的。

(2) 柳城玻基辉橄岩的地幔源区源自 HIMU 型地幔,具有富集性质。

(3) LILE 与 LREE 的富集是由富集型地幔岩低程度部分熔融作用的结果。

(4) 中国东南部新生代地幔源区与消交代富集地幔或残留的古老富集地幔密切相关;富集地幔与软流圈地幔及携带的脱水洋壳碎片不同比例组合,形成新生代玄武岩-超基性火山岩多样化的地幔源区。

## 参 考 文 献

- 陈道公,张剑波. 1992. 福建龙海明溪两区玄武质火山岩钾-氩年龄和 Nd, Sr, Pb 同位素. 岩石学报, 8(4), 324~331.
- 池际尚. 1988. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究. 武汉:中国地质大学出版社, 1~277.
- 董显扬,李行,叶良和. 1995. 中国超镁铁质岩. 北京:地质出版社, 1~345.
- 黄智龙,颜以彬,吴静. 1995. 云南禄丰鸡街杂岩体中碱性超基性岩地球化学特征及成因探讨. 地球化学, 24(5), 276~286.
- 姜常义,苏生瑞,任名华,杨志华. 1997. 北秦岭柞水-太白区段两类活动陆缘型幔源演化活动与演化过程. 岩石矿物学杂志, 16(4), 314~323.
- 李献华,周汉文,韦刚健,刘颖,钟孙霖,罗清华,李寄岷. 2002. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及对岩石圈地幔组成的制约. 地球化学, 31(1), 26~34.
- 刘燊,胡瑞忠,赵红军,冯彩霞,蒋国豪,史丹妮. 2005. 胶东北部碱性超基性脉岩地球化学特征及环境和成因探讨. 地质科学, 40(1), 69~83.
- 马昌前,杨坤光,唐仲华,李增田. 1994. 花岗岩类岩浆动力学-理论方法及鄂东花岗岩类例析. 武汉:中国地质大学出版社, 38~48.
- 齐进莫. 1985. 福建牛头山玄武岩及其深源包体的地球化学研究. 岩石学报, 1(1), 75~82.
- 石林,谢广袁,夏斌. 1998. 地幔端元组分的微量元素地球化学研究综述. 地质地球化学, 26(2), 77~82.
- 王培宗,陈耀安,曹宝庭,潘金滇,王长炎. 1993. 福建省地壳—上地幔结构及深部构造背景的研究. 福建地质, 12(2), 79~158.
- 王中刚,于学元,赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京:科学出版社, 133~190.
- 徐义刚. 1999. 拉张环境中的大陆玄武岩浆作用:性质及动力学过程. 郑永飞. 化学地球动力学. 北京:科学出版社, 119~167.
- 许志琴,赵志兴,杨经绥,袁学诚,姜枚. 2003. 板块下的构造及地幔动力学. 地质通报, 22(3), 149~159.
- 鄢全树,石学法,王昆山,卜文瑞,肖龙. 2008. 南海新生代碱性玄武岩主量、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素研究. 中国科学(D), 38(1), 68~71.
- 杨祝良,沈渭洲,陶奎元,沈加林. 1999. 浙闽沿海早白垩世玄武岩锶、钕、铅同位素特征:古老富集地幔的证据. 地质科学, 34(1), 56~68.
- 赵海玲,狄永军,刘振文,李剑,邓晋福,何恭算,刘清华. 2004. 东南沿海地区新生代火山作用和地幔柱. 地质学报, 78(6), 81~788.

- 赵振华. 1997. 微量元素地球化学原理. 北京: 科学出版社, 1~169.
- 朱炳泉, 王慧芬, 陈毓蔚, 常向阳, 胡耀国, 谢静. 2002. 新生代华夏岩石圈减薄与东亚边缘海盆构造演化的年代学与地球化学制约研究. *地球化学*, 31(3), 213~221.
- Anders E, Greesse N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 53, 197~214.
- Cabanis B, Lecolle M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale? *C R Acad Sci Ser II*, 309:2023~2029.
- Chauvel C, Hofmann A W, Vidal P. 1992. HIMU? EM; the French Polynesian connection. *Earth Planet Sci Lett*, 110, 99~119.
- Chung S L, Lee T Y, Lo C H, Wang P L, Chen C Y, Yem N T, Hoa T T, Genyao W. 1997. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone. *Geology*, 25, 311~314.
- Clive R N and Taylor L A. 1989. A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith; Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1035~1040.
- Condie K C. 2001. Mantle plumes and their record in earth history. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1~272.
- Deniel C. 1998. Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence for plume—lithosphere interactions in the genesis of Grande Comore magmas ( Indian Ocean). *Chemical Geology*, 144 (3~4), 281~303.
- Esperaqa S, Crisci G M. 1995. The island of Pantelleria: A case for the development of DMM-HIMU isotopic compositions in a long-lived extensional setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 167~182.
- Fekkak, A., Pouclet, A., Ouguir, H., Ouazzani, H., Badra, L., Gasquet, D. 2001. Geochemistry and geotectonic significance of Early Cryogenian volcanics of Saghro ( Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Geodinamica Acta*, 14, 373~385.
- Foley S F. 1992. Petrological and characterization of the source components of potassic magmas; Geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28(3~6), 187~204.
- Frey F A and Roden M F. 1987. The mantle source for the Hawaiian Islands, constraints from the lavas and ultramafic inclusions. in: Menzies MA and Hawkesworth C J. eds. *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press. 423~464.
- Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X, Liu Z, Wang G, Yuan K, Liu W, Kuang G, Wu H. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. *J. Geophys. Res.*, 101(B7), 16137~16154.
- Green D H. 1971. Composition of Basaltic Magmas as Indicators of Conditions of Origin; Application to Oceanic Volcanism. *Philosophical Transactions for the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 268, 707~722.
- Ho K S, Chen J C, Lo C H, Zhao H L. 2003.  $^{40}\text{Ar}$   $^{39}\text{Ar}$  dating and geochemical characteristics of late Cenozoic basaltic rocks from the Zhejiang Fujian region, SE China: eruption ages, magma evolution and petrogenesis. *Chemical Geology*, 197, 287~318.
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the earth; The relationship between mantle Continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297~314.
- Ingle S, Weis D, Scoates J, and Frey F A. 2002. Relationship between the early Kerguelen plume and continental flood basalts of the paleo-Eastern Gondwanan margins. *Earth Planet. Sci. Lett*, 197, 35~50.
- Jolivet, L., K. Tamaki, and M. Fournier. 1994. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis. *J. Geophys. Res.*, 99(B11), 22237~22259.
- Li X H. 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in southeast China. *Journal of Asian Earth Science*, 18, 293~305.
- Liu C Q, Masuda A, Xie G H. 1994. Major- and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China: Petrogenesis and mantle source. *Chemic geology*, 14, 19~42.
- Münker C. 2000. The Isotope and Trace Element Budget of the Cambrian Devil River Arc System, New Zealand; Identification of Four Source Components. *J. Petrology*, 41(6), 759~788.
- Onuma N, Hirano M and Isshiki N. 1981. Sr/Ca-Ba/Ca systematics in four volcanoes of Oshima, Izu, Islands, Japan. *Geochem. J.* 15, 315~324.
- Peacock S M, Rushmer T and Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 227~244.
- Qi L, Hu J, Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51, 507~513
- Sun S-s, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M Jeds. *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol Soc Spec Publ*, (42), 313~345.
- Tu K, Flowera M F J, Carlson R W, Zhang M, Xie G H. 1991. Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (South China); implications for a subcontinental lithosphere Dupal source. *Geology*, 19(6), 567~569.
- Uto K, Takahashi E, Nakamura E, Kaneoka I. 1994. Geochronology of alkali volcanism in Oki Dogo Island, Southwest Japan: Geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea. *Geochemical Journal*, 28, 431~449.
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet Sci Lett*, 104, 381~397.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman. 1~466.
- Winchester J A and Floyd P A. 1976. Geochemical magma type discrimination; Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet Scin Lett*, 28, 459~469.

- Woodhead J D. 1996. Extreme HIMU in an oceanic setting; the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia) and temporal evolution of the, Cook-Austral hotspot. *J of Volcanology and Geothermal Research*, 72, 1~19.
- Woolley A R. 2001. Alkaline rocks and carbonatites of the world, PART 3; AFRICA. The Geological Society Publishing House, London, 1~372.
- Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326, 269~287.
- Zou H B, Zindler A, Xu X S, Qi Q. 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variations and tectonic significance. *Chem. Geol.*, 171, 33~47.

## Geochemical Features of the Cenozoic Alkaline Ultramafic Volcanic Rock in Fujian and Their Tectonic Significance

ZHANG Guishan<sup>1,2)</sup>, WEN Hanjie<sup>2)</sup>, HU Ruizhong<sup>2)</sup>, QIU Yuzhuo<sup>2)</sup>

1) College of Earth Science and Land Resources, Changan University, Xi'an, 710054; 2) State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002

### Abstract

The paper studies the chronology and geochemistry of limburgite at Liucheng, Fujian province, in order to better understand the Cenozoic mantle nature and the geotectonic setting of Fujian. Limburgite is a kind of alkaline ultramafic rock, and formed at 12.6Ma. It is enriched in Mg and Fe, especially LILE and HFSE, and depleted in alkali elements. Nb and Ta shows positive anomalies. The rock is also strong enrichment in LREE and relatively depletion in HREE. The all above-mentioned features of trace elements are similar to those of the ocean island basalt (OIB). The trace elements analysis shows that limburgite is the product of partially melting of mantle peridotite and diagenesis did not undergo the crustal contamination. The source mantle shows the HIMU nature. The asthenosphere mantle, the dehydrated ocean shell and remaining the ancient enrichmental mantle had mixed to form the source. The Liucheng limburgite formed in the continental rift. Compared with the Cenozoic basalts, it is suggested that the mantle compositions of southeastern China are characterized by multiple mantle end components.

**Key words:** Cenozoic; alkaline ultramafic rock; geochemistry; continental rift; HIMU; Fujian