

赣杭构造带金衢盆地燕山期基性脉岩 地球化学特征及成因探讨

齐有强¹⁾, 胡瑞忠¹⁾, 刘燊¹⁾, 冯彩霞¹⁾, 田建吉²⁾, 冯光英^{1,3)}, 王涛⁴⁾

1) 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;

2) 核工业北京地质研究院, 北京, 100029; 3) 中国科学院研究生院,

北京, 100049; 4) 成都理工大学地球科学学院, 成都, 610059

内容提要:赣杭构造带金衢盆地内发育有燕山期基性脉岩, 岩石类型主要为辉绿(玢)岩。K-Ar年代学研究显示基性脉岩产出时代为69.5~131.7Ma, 为白垩纪岩浆活动的产物。SiO₂含量范围为46.70%~50.23%, K₂O+Na₂O为4.01%~7.82%, 可分为碱性和亚碱性岩两类。微量元素相对富集大离子亲石元素(LILE)(K、Rb、Ba)和轻稀土元素(LREE), 亏损高场强元素(HFSE)(Ta、Nb、Ti)和重稀土元素(HREE)。(87Sr/86Sr)_i=0.70642~0.70869, (143Nd/144Nd)_i=0.512244~0.512352, ε_{Nd}(t)=-2.3‰~-5.9‰, 岩浆源区性质从相对亏损地幔-富集地幔分布, 靠近构造带中心位置偏亏损地幔, 两侧偏富集地幔。基性脉岩主要为部分熔融作用的产物, 成岩过程中存在橄榄石、单斜辉石及磷灰石等矿物的分离结晶; 江山安顶脉岩为斜长石堆晶产物, 并伴有辉石和磷灰石的分离结晶。岩石的形成主要和部分下地壳的拆沉及玄武质岩浆底侵有关。深大断裂的重新活化及其后期控制作用对成岩影响明显。

关键词: 赣杭构造带; 金衢盆地; 基性脉岩; 元素地球化学; 岩石成因

赣杭构造带处于扬子地块和华南地块两个一级大地构造单元的结合部位, 横跨江南元古宙岛弧和华南加里东造山带两个二级构造单元。作为重要的深大断裂带, 赣杭构造带在华南中生代岩石圈演化研究中占有重要地位, 长期控制两侧地质构造、岩浆活动、沉积、变质以及成矿作用。带内发育有火山岩、沉积岩及小面积的侵入岩和基性脉岩。通过对带内各种地质体(如: 基性脉岩)的详细研究可对认识构造带活动提供重要证据。前人对赣杭构造带的研究多集中在有关的火山岩、火山盆地、金属成矿和大地构造背景等方面(张星蒲, 1999a, b; 邓家瑞和张志平, 1997, 1999), 而对基性脉岩方面的研究相对较少。

基性脉岩是在大陆伸展构造背景下, 主要由软流圈地幔或岩石圈地幔岩浆上侵的产物(刘燊等, 2004[●]; 刘燊等, 2005a; Liu et al., 2006; 齐有强等, 2008[●] Liu et al., 2008a, b)。基性脉岩形成时的深源岩浆作用、上侵侵位时的构造动力学特征以

及之后变形变质的构造作用信息, 对认识大陆地球动力学过程起到非常有效的约束作用(Halls, 1982)。赣杭构造带的活动主要集中在燕山期, 并伴随有大量火山、岩浆活动及拉张断陷盆地的出现。本文选择赣杭构造带三大断陷盆地之一的金衢盆地作为研究区域, 选取区内江山、龙游和金华等地区的基性脉岩为研究对象, 通过对其岩石地球化学及成因研究, 并结合前人研究成果, 希望对研究区晚中生代时期的构造岩浆活动所指示出的伸展作用, 以及深大断裂的控制作用取得有效认识。

1 地质概况

金衢盆地是赣杭构造带上一个火山型断陷盆地, 处于构造带的中东部, 走向NE, 长170km, 南北宽10~20km, 面积约3600km²(吕学斌, 1993; 张星蒲, 1999b), 呈狭长带状分布于浙江金华-兰溪-龙游-衢县-江山一带, 两端收缩, 向西延入江西玉山和广丰等地, 与构造带内的信江盆地相连接(图1)。

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号40903018, 40634020和40773020), 国家重点基础研究发展计划项目(编号2007CB411408), 贵州省科技基金(黔科合J字[2009]2248号)及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自主课题联合资助的成果。

收稿日期: 2010-07-21; 改回日期: 2010-11-22; 责任编辑: 刘恋。

作者简介: 齐有强, 男, 1982年生。博士, 助理研究员。岩石学和地球化学专业。Email: qiyouqiang@sina.com.cn。

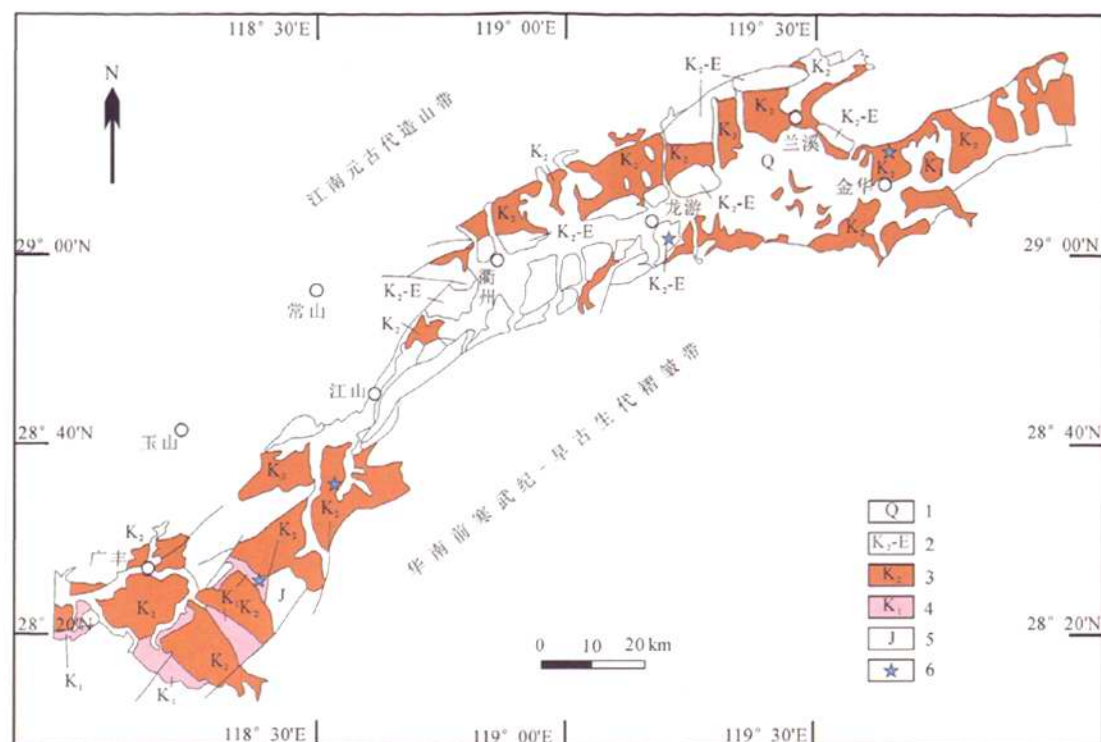


图1 金衢盆地地质简图(据祖辅平等,2004,有修改)

Fig. 1 Geotectonic sketch map and sampling sites of the Jinqu basin (modified from Zu et al., 2004)

1—第四系; 2—古近系—上白垩统; 3—上白垩统; 4—下白垩统; 5—侏罗系; 6—采样位置

1—Quaternary; 2—Eocene-Upper Cretaceous; 3—Upper Cretaceous; 4—Lower Cretaceous; 5—Jurassic; 6—Sampling locality

前人研究表明,金衢盆地是在江-绍断裂带基础上经晚中生代区域伸展作用发育起来的晚白垩世-古近纪裂谷盆地,盆地边界为正断层(Gilder et al., 1991)。研究显示,中国东南部曾发生过一次从挤压到拉张的构造转换,从而导致陆内伸展断陷盆地的广泛发育,金衢盆地正是在此构造背景下、在江绍断裂带基础上发育而成的一个红色断陷盆地(祖辅平等, 2004)。盆地内发育的基性脉岩分布在金华、龙游和江山等地。

2 分析及岩相学特征

基性脉岩的主量元素在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完成,采用AXIOS PW4400 X荧光光谱(XRF)法;微量元素分别在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及中国地质科学院测试中心采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)完成。主量元素分析重现性优于3%,微量元素分析精度优于10%。

采集的样品岩性为辉绿岩、辉绿玢岩,块状构

造,辉绿结构。主要矿物为斜长石(约60%)和辉石(约30%),部分含有橄榄石(<5%),副矿物主要包括钛铁矿和磁铁矿。辉石主要为普通辉石,少量单斜辉石,二者共生关系,部分有绿泥石化蚀变;斜长石晶形较好,部分有绢云母化蚀变。江山安顶辉绿岩呈辉绿结构,斜长石0.5mm左右,长宽比例4:1左右,辉石分布在斜长石架构内。江山营盘板辉绿玢岩为似斑状结构,斑晶主要为斜长石,约占10%,大小1mm左右;基质主要由斜长石和辉石组成(<0.5mm)。龙游方坦辉绿岩呈辉绿结构,辉石呈多边形,0.5mm左右,分布在斜长石架构中,斜长石长宽比5:1左右,大者1.2mm左右,一般为0.5mm。金华山下槽辉绿岩等粒结构,晶体大小0.5mm左右。

研究区基性脉岩大都侵位于白垩系地层及岩体内,显示岩浆活动始自白垩纪。龙游方坦基性脉岩侵位于白垩系尊桥组砾岩和砂砾岩;江山营盘板基性脉岩侵位于白垩系馆头组泥页岩;安顶脉岩侵位于白垩系朝川组砂岩和粉砂质泥岩;金华山下槽脉

岩侵位于燕山晚中期里宅花岗斑岩体内[●]。K-Ar 定年结果显示,金衢盆地内所测的代表性基性脉岩年龄,江山安顶 69.5Ma,江山营盘坂 131.7Ma,金华山下槽 123.6Ma,都为白垩纪岩浆活动的产物,与地层侵入关系结果一致。

3 岩石地球化学特征

3.1 主、微量元素特征

岩石化学分析结果见表 1。研究区基性脉岩的 SiO₂ 变化范围较小(46.70%~50.23%),平均为 48.97%;MgO 含量变化相对较大(3.29%~7.00%),平均为 5.42%,Mg[#] 值范围为 40.9~58.1。扣除烧矢量之后将氧化物含量换算到 100%,在 TAS 分类图解投图,除江山安顶样品落在玄武粗面安山岩范围外,其它均投在玄武岩范围内,与本区火山岩分布范围相一致(余心起等,2006)。因蚀变过程中 K 和 Na 较为活泼,故采用 Zr/TiO₂-Nb/Y 判别图(图 2)对基性岩进一步分类

(Winchester and Floyd, 1976)。本区基性岩脉除江山营盘坂位于安山岩/玄武岩范围内,龙游方坦的一个样品位于碱性亚碱性玄武岩分界线上,其余位于安山岩、玄武岩和安山岩/玄武岩三区交界部位。研究区基性脉岩主要分布在亚碱性系列,与区内基性侵入岩分布一致,江山-广丰火山岩在碱性亚碱性都有分布。

Bowen 图解(图 3)显示,MgO 与 Ni 和 Cr 具有正相关关系,而与 P₂O₅、Al₂O₃、K₂O 和 Sr 呈负相关关系;与 SiO₂、Th、TiO₂ 和 Zr 相关性不明显。暗示在成岩过程中,存在橄榄石、单斜辉石及磷灰石等矿物的分离结晶作用。此外通过 CaO-CaO/Al₂O₃ 作图(图略),存在正相关关系,同样支持成岩过程中经历了单斜辉石的分离结晶作用(Qi et al., 1994; 刘 桑等, 2005b)。

在微量元素蛛网图(图 4a)中,阴影部分为江山-广丰地区火山岩的数据范围(余心起等,2006)(余心起等,2006)。基性脉岩总体上具有富集大离子亲

表 1 金衢盆地基性脉岩岩石化学(%)及微量元素(×10⁻⁶)分析结果

Table 1 Analysis results of major elements (%) and trace elements (×10⁻⁶) for the mafic dykes from the Jinqu basin

Sample	位置	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失量	Total					
AD1	江山	50.23	1.28	17.45	9.32	0.16	3.64	5.30	3.90	3.56	0.51	3.17	98.52					
AD4	江山	50.14	1.32	17.76	9.42	0.14	3.29	5.28	4.18	3.10	0.52	3.48	98.62					
YPF1	江山	49.52	0.98	17.72	9.17	0.17	6.42	8.10	2.79	1.71	0.25	1.71	98.54					
FT2	龙游	50.08	1.32	15.34	11.70	0.17	7.00	8.11	3.17	0.90	0.25	1.98	100.02					
FT3	龙游	49.81	1.19	15.51	11.29	0.16	6.53	8.00	3.05	0.83	0.18	2.42	98.95					
SXC1	金华	47.33	2.28	15.66	11.89	0.19	5.49	7.64	3.11	1.10	0.75	3.82	99.27					
SXC2	金华	49.80	2.14	15.30	11.90	0.18	5.58	7.39	3.22	1.27	0.65	1.92	99.34					
SXC4-2	金华	46.70	2.78	14.99	14.25	0.27	5.48	7.72	2.44	1.46	0.98	2.95	100.01					
DL1	金华	47.08	2.82	14.07	13.59	0.20	5.36	5.22	3.52	1.03	0.90	5.21	99.00					
Sample	位置	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	Pb	Ni	V	Cr	Hf	Sc	Ta	Co	U	W
AD1	江山	1414	131.8	629	18.4	137	7.664	5.18	10.66	9.2	185	19.7	3.39	22.8	0.53	24.7	1.07	0.59
AD4	江山	961	119.8	600	22.5	134	7.7	5.14	8.13	7.2	179	18.7	3.41	21.4	0.50	24.3	0.91	0.60
YPF1	江山	597	57.8	679	15.6	63	3.0	2.69	5.71	103.2	211	212.6	1.85	22.4	0.25	38.7	0.72	0.39
FT2	龙游	277	23.6	457	23.2	160	15.3	3.56	4.48	131.7	170	238.9	3.86	22.9	1.01	49.8	0.64	0.45
FT3	龙游	223	24.3	396	22.6	142	6.9	2.77	3.90	137.7	167	240.4	3.53	22.2	0.51	52.6	0.50	0.30
SXC1	金华	675	29.1	559	34.3	265	14.3	1.77	5.91	56.8	230	143.4	5.94	25.2	0.99	39.4	0.44	0.34
SXC2	金华	504	51.9	476	40.6	317	16.4	3.81	5.30	72.0	207	102.7	7.43	24.1	1.11	41.3	0.80	0.35
SXC4-2	金华	592	50.4	547	44.5	320	18.4	2.37	3.38	53.9	265	71.8	7.67	27.5	1.14	43.2	0.52	0.76
DL1	金华	687	18.9	342	43.3	338	16.9	1.77	6.09	47.6	265	103.4	7.35	30.9	1.03	42.3	0.41	0.91
Sample	位置	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	(La/Yb) _N	δEu
AD1	江山	23.30	49.48	5.98	24.74	5.06	2.80	6.33	0.67	3.78	0.73	1.97	0.27	1.68	0.25	127	9.9	1.51
AD4	江山	27.20	50.67	6.65	27.52	5.51	2.85	6.06	0.73	4.19	0.79	2.16	0.29	1.85	0.27	137	10.6	1.51
YPF1	江山	11.31	24.12	2.99	13.05	2.98	1.29	3.72	0.49	2.93	0.60	1.69	0.24	1.58	0.24	67	5.1	1.18
FT2	龙游	19.34	39.90	4.74	19.42	4.37	1.39	5.22	0.74	4.55	0.90	2.48	0.34	2.20	0.33	106	6.3	0.89
FT3	龙游	14.84	31.92	3.87	15.99	3.68	1.22	4.61	0.68	4.21	0.85	2.41	0.34	2.23	0.33	87	4.8	0.90
SXC1	金华	27.46	62.04	7.77	33.66	7.43	2.49	8.61	1.14	6.80	1.34	3.72	0.51	3.30	0.48	167	6.0	0.95
SXC2	金华	33.87	74.52	9.11	37.99	8.03	2.44	9.38	1.29	7.76	1.54	4.34	0.62	3.98	0.59	195	6.1	0.86
SXC4-2	金华	37.05	82.75	10.37	44.01	9.52	3.11	11.18	1.46	8.56	1.69	4.65	0.64	4.10	0.61	220	6.5	0.92
DL1	金华	33.60	74.49	9.50	41.27	9.01	3.07	10.69	1.40	8.41	1.65	4.61	0.63	3.98	0.59	203	6.0	0.96

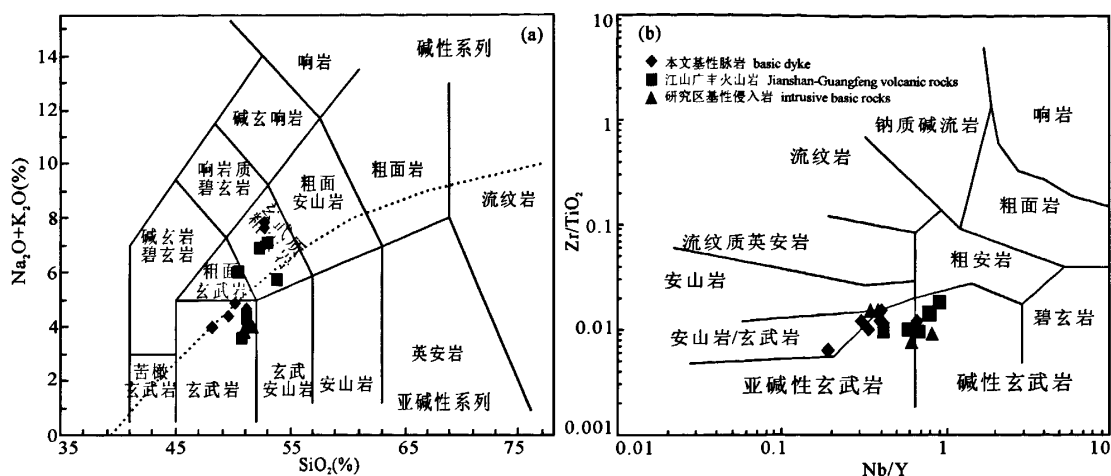


图2 金衢盆地基性脉岩的岩石化学分类图解

Fig. 2 Classification diagrams of the mafic dykes from the Jinqu basin

石元素(LILE)(K、Rb、Ba), 亏损高场强元素(Ta、Nb、Ti 和 Y) 的特征, 江山营盘坂样品的 Zr、Hf 相对亏损。由于高场强元素不易遭受流体交代作用, 本区脉岩中的 Nb、Ta 和 Ti 亏损可能与岩浆源区保留有金红石、钛铁矿相矿物有关(赵振华, 2007; 吴福元等, 2001)。研究区内基性脉岩与江山-广丰地区火山岩具有几乎一致的微量元素组成特征, 暗示出两者可能具有相同的岩浆源区。对比可见, 研究区部分基性脉岩具有更为亏损的 Nb、Ta、Ti, 说明在岩浆源区性质间存在着差异, 或者遭受了后期地壳物质的改造; 火山岩 Pb 同位素相对更富集, 显示岩浆离开源区后受到了更多的地壳物质参与。

稀土元素配分模式图(图 4b)显示基性脉岩轻重稀土分馏较明显($(La/Yb)_N = 4.77 \sim 10.56$), 配分曲线呈明显右倾趋势。江山营盘坂样品稀土总量最低(67×10^{-6}), 金华样品稀土总量最高(220×10^{-6})。本区基性脉岩轻重稀土分异程度总体上弱于江山-广丰地区的火山岩, 可能与二者间部分熔融及分离结晶程度的差异有关。 δEu ($\delta Eu = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$) 具有较大的变化范围(0.86 ~ 1.51), 尤其江山安顶基性脉岩具有明显的 Eu 正异常。主量元素特征显示安顶基性脉岩具有较高的 K+Na 含量(7.65%~7.82%), 镜下观察斜长石矿物十分发育, 可能与岩浆源区斜长石的堆晶有关; 而且 Bowen 图解显示存在辉石和磷灰石矿物的分离结晶, 能进一步造成 Eu 在熔体中富集, 造成 Eu 正异常。玄武质熔体中, Lu 在石榴子石中的分配系数比 La 高达 1000 倍, 因此以 Lu 为代表的 HREE 常保

留在石榴子石相中。稀土元素分配图解(图 4b)中, 对比于江山-广丰火山岩, 金华地区基性脉岩具有偏弱的右倾趋势及更高的 HREE 含量, 暗示金华地区的基性脉岩源区可能经历了相对偏低程度的部分熔融作用及难熔的石榴子石相在源区的加入。

基性脉岩过渡元素中 Cr 和 Ni 变化范围较大($Cr: 18.7 \times 10^{-6} \sim 241 \times 10^{-6}$, $Ni: 7.2 \times 10^{-6} \sim 137.7 \times 10^{-6}$), 过渡元素球粒陨石标准化图解(图 5a)呈明显的“W”型, 且 Ni、Cr 呈现明显的亏损, 暗示成岩过程中存在明显的橄榄石和单斜辉石的分离结晶作用, 与 Bowen 图解反映的岩石信息一致。

3.2 Sr-Nd 同位素特征

研究区基性脉岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70642 \sim 0.70869$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i = 0.512244 \sim 0.512352$, $\epsilon_{Nd}(t) = -2.3\permil \sim -5.9\permil$ (表 2); 结合赣杭构造带其它地区的基性脉岩及江山-广丰的火山岩 Sr-Nd 同位素特征。所有样品投点呈线形趋势(图 5b), 并分布在 DM 和 EM II 型富集地幔之间。闫峻等(2003)认为晚中生代时期, 华北板块岩石圈地幔以 EMI 特征为主, 华南板块岩石圈地幔以 EMII 特征为主, 与其认识一致。

4 讨论

4.1 地壳混染及成岩方式

基性脉岩被认为是拉张背景下幔源岩浆活动的产物, 岩浆在上升侵位或在岩浆房中, 通常会受到一定程度的地壳混染作用影响(Mohr, 1987)。本区基性脉岩微量元素具有 Nb 和 Ta 亏损的特征, 负

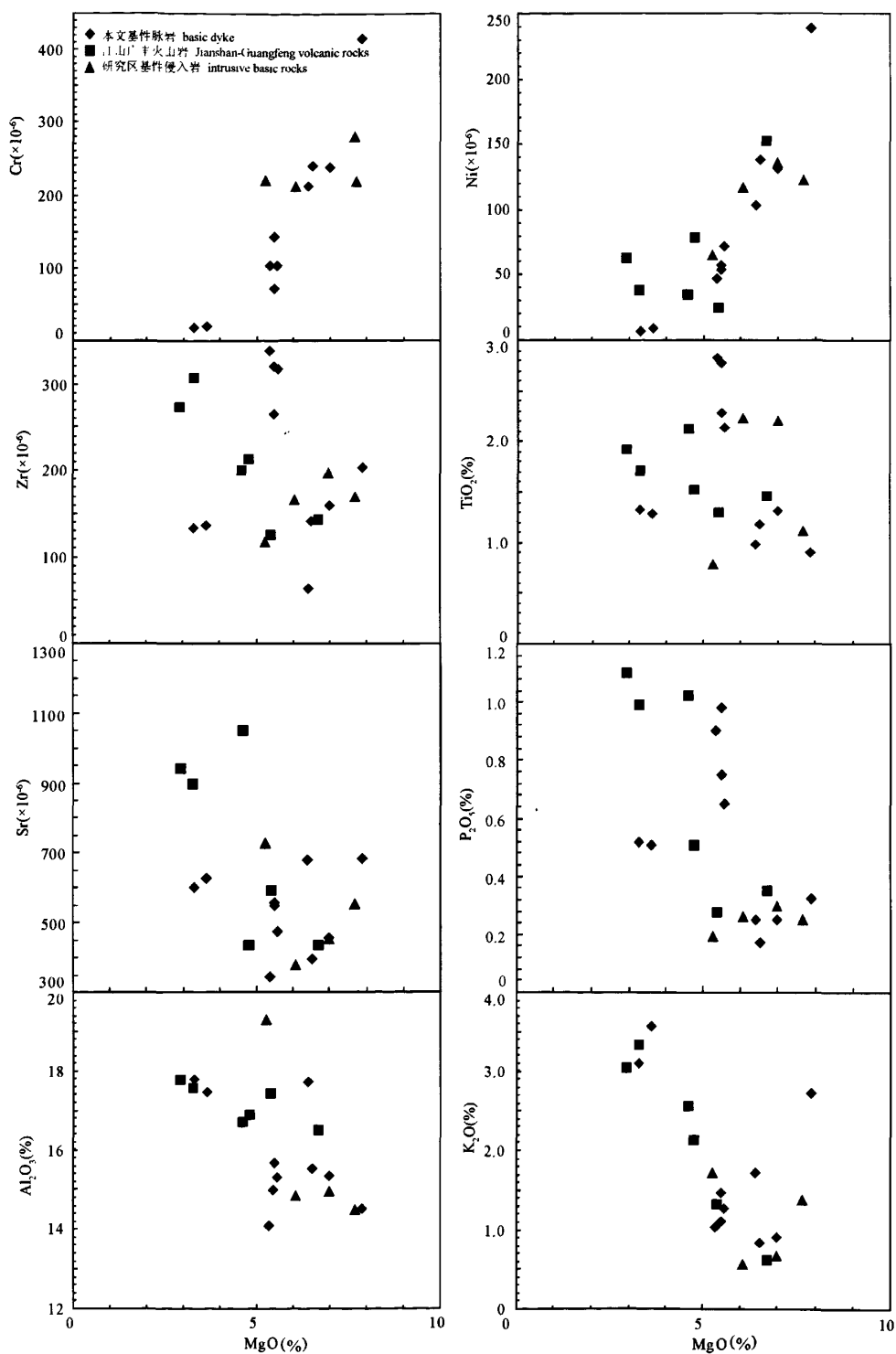


图3 金衢盆地基性脉岩 Bowen 图解 (火山岩及侵入岩数据分别引自刘荣, 2004[●]; 余新起等, 2006)

Fig. 3 Bowen diagrams of the mafic dykes from the Jinqu basin (volcanic and intrusive rocks after Liu shen, 2004[●]; Yu et al., 2006, respectively)

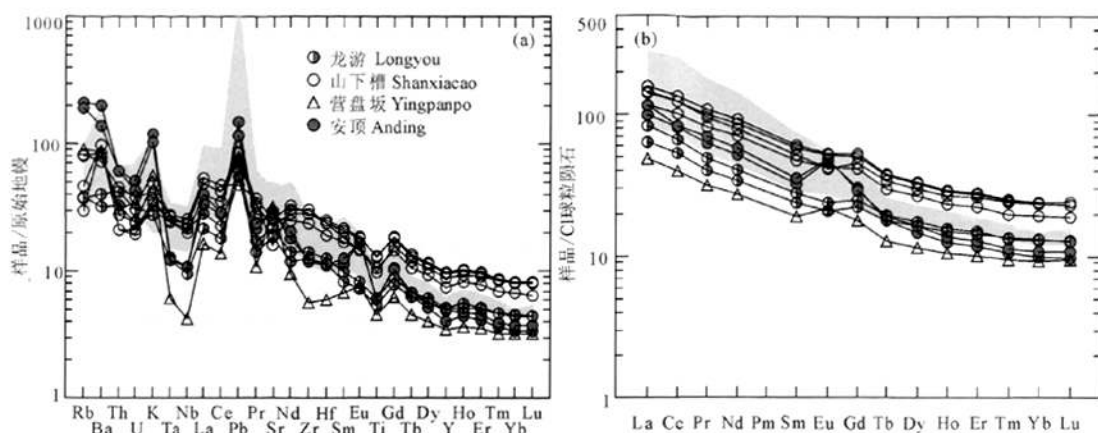
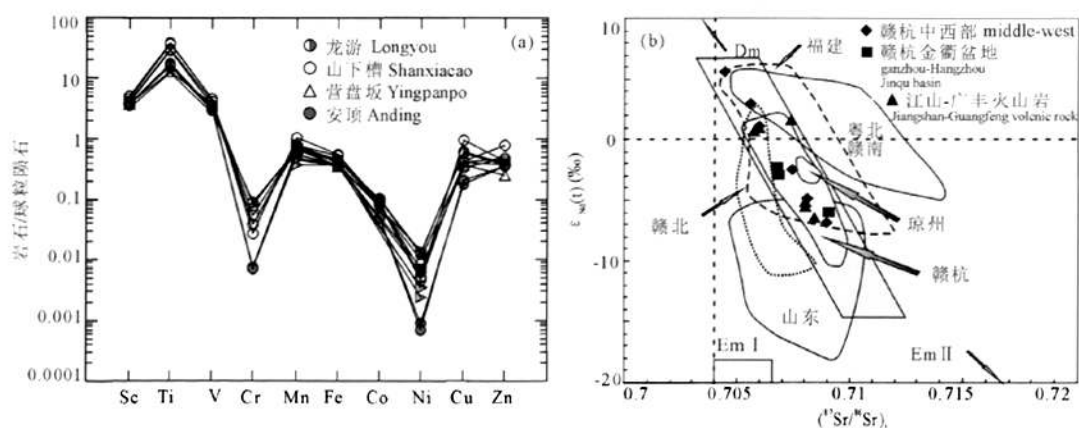


图4 金衢盆地基性脉岩原始地幔标准化蛛网图(a)和球粒陨石标准化REE分布模式图(b)

Fig. 4 Primitive mantle-normalized spidergram (a) and chondrite-normalized REE patterns of the mafic dykes from the Jinqu basin (b)

标准化值引自 Sun and McDonough (1989), 阴影部分为江山-广丰地区火山岩数据资料, 引自(余心起等, 2006)

Primitive mantle and chondrite normalizing values from Sun and McDonough (1989), the shadow zones are volcanoes' data in Jiangshan-Guangfeng after Yu et al (2006)

图5 金衢盆地基性脉岩过渡元素球粒陨石标准化图解(a)和Sr- $\epsilon_{Nd}(t)$ 同位素相关图解(b)Fig. 5 Chondrite-normalized diagram of transitional elements(a) and Sr- $\epsilon_{Nd}(t)$ correlation diagram of the mafic dykes from the Jinqu basin(b)

1—赣杭中西部; 2—赣杭金衢盆地; 3—江山-广丰火山岩; (a)—球粒陨石参考 McDonough and Sun (1995); (b)—福建基性岩脉引自(周金城等, 2001; 赵军红, 2004; 毛建仁等, 2006); 粤北、赣南引自(李献华, 1990; 李献华等, 1997; Li and McCulloch, 1998; 谢桂青, 2003); 赣州引自(葛小月等, 2003); 赣杭构造带引自(陈繁荣和王德滋, 1995; 谢桂青, 2003; 余心起等, 2004); 赣北引自谢桂青, 2003; 山东引自(刘荣, 2004; 吕俊和陈江峰, 2007)

1—Middle and east section of Gan-Hang tectonic belt; 2—Jinqu basin; 3—Jiangshan-Guangfeng volcanic rocks; (a)—Chondrite normalizing values from Sun and McDonough (1989); (b)—Fujian data refer to Zhou and Chen (2001), Zhao (2004) and Mao et al (2006); Yuebei and Gannan refer to Li et al (1990, 1997, 1998), Xie (2003); Ganzhou refer to Ge et al (2003); Gan-Hang refer to Chen and Wang (1995), Xie (2003), Yu et al (2004); Ganbei refer to Xie (2003); Shandong refer to Liu (2004, 2008a, b), Yan and Chen (2007)

$\epsilon_{Nd}(t)$ 值并伴有较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值, 暗示在基性脉岩形成过程中存在地壳物质的加入。一般地壳物质的加入以两种方式进行, 一种发生在岩石上升侵位过程中, 另一种发生在岩浆源区。在微量元素蛛

网图上, Th、U 相对 La 具有亏损特征, 且研究区内基性脉岩的 Rb、Th、U 值基本都小于上地壳(Rb = 84×10^{-6} , Th = 10.5×10^{-6} , U = 2.7×10^{-6} ; Rudnick et al., 2003), 可以排除中、上地壳的混染

作用影响(Taylor et al., 1985)。唯一例外的是江山安顶脉岩的 Rb 值偏高,可能与长石结晶有关,造成了 Rb 的富集。此外,通过(⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr)_i、ε_{Nd}(*t*)对 MgO 作图(图略)并未有线性趋势特征,同样暗示上升过程中并未有明显的地壳混染作用。因此,本区岩石地球化学特征应是地幔源区地球化学特征的反映,参与成岩作用的地壳物质来自下地壳,而且是在源区加入的。

Bowen 图解的趋势关系显示出基性脉岩成岩过程中可能经历了以橄榄石和单斜辉石为主的分离

结晶作用。La/Sm-La 相关图解(图 6a)中基性脉岩表现出明显的正相关关系,暗示本区脉岩在成岩方式上以部分熔融为主。

4.2 源区特征

赣杭构造带基性脉岩 Sr-Nd 同位素组成变化范围较大(表 2;图 5b),且呈明显的线性特征分布于 DM 与 EMII 地幔之间,表现出由亏损地幔向富集地幔过渡的趋势。Ba/Nb-La/Nb 图解(图 6b)中,样品总体呈线性分布,Ba/Nb 和 La/Nb 变化相对较大(Ba/Nb:18.0~200; La/Nb: 1.26~3.79),暗示

表 2 赣杭构造带基性脉岩的 Sr、Nd 同位素表

Table 2 Sr-Nd isotopic composition of the mafic dykes from the Jinqu basin

样号	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (<i>t</i>)(‰)
SXC2	0.315	0.70703	13	0.128	0.51244	15	0.70648	0.51233	-2.9
YPF1	0.246	0.70688	11	0.138	0.51247	16	0.70642	0.51235	-2.3
AD1	0.606	0.70929	13	0.124	0.5123	14	0.70869	0.51224	-5.9
GF03+	0.158	0.70877	14	0.104	0.51224	14	0.70857	0.51217	-6.8
YJ02+	0.188	0.70586	12	0.123	0.51266	12	0.70566	0.5126	1.1
DX01-2+	0.232	0.70549	14	0.145	0.51276	14	0.70523	0.51269	3
XJ01+	0.29	0.70464	13	0.194	0.51293	14	0.7041	0.51276	5.6
QB01+	0.108	0.70788	10	0.102	0.51233	11	0.70773	0.51226	-4.9
D90-1*	0.27	0.70738	20	0.148	0.51269	9	0.707	0.51249	1.69
D240*	0.105	0.70551	16	0.139	0.51264	8	0.70537	0.51244	0.7
D115*	0.157	0.70784	18	0.111	0.51231	11	0.70762	0.51215	-5.5
D241*	0.104	0.7078	18	0.111	0.51232	9	0.70766	0.51216	-5.18
D119*	0.27	0.70597	15	0.133	0.51265	10	0.70559	0.51246	0.94
D127*	0.188	0.70829	17	0.105	0.51225	9	0.70803	0.5121	-6.43

注: + 样品数据引自文献齐有强等(2008), * 样品引自余心起等(2004)。

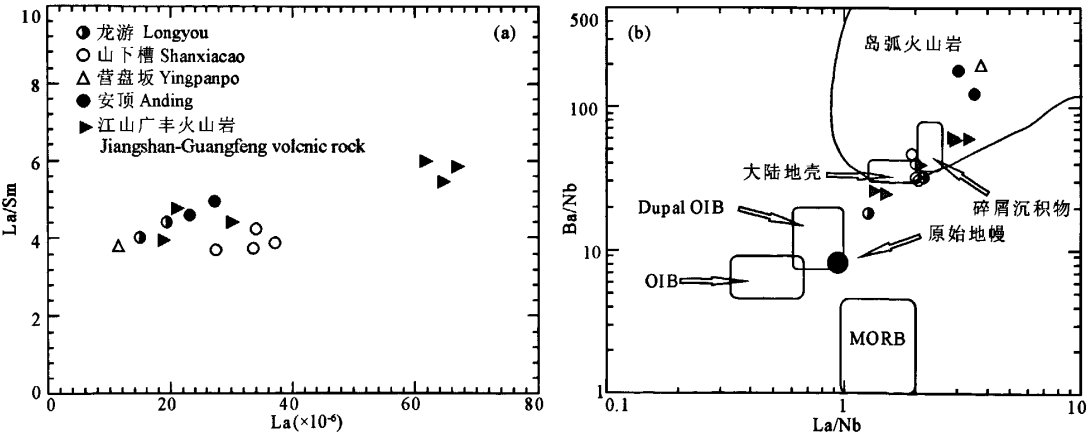


图 6 La/Sm-La 图解和 Ba/Nb-La/Nb 微量元素比值图解

Fig. 6 Diagram of trace elements ratios of the mafic dykes

底图据 Jahn et al., 1999; 数据来源:原始地幔(Sun and McDonough, 1989);大陆地壳(Taylor and McLennan, 1985; Condie, 1993);碎屑沉积物(Condie, 1993);MORB,OIB 和 Dupal (Le Roex, 1986)

Base map after Jahn et al., 1999; Data sources: PM (Sun and McDonough, 1989), continental crust average

(Taylor and McLennan, 1985; Condie, 1993), Clastic sediment average (Condie, 1993), MORB, OIB and Dupal OIB (Le Roux, 1986)

源区存在不均一性。龙游地区样品分布在 Duple OIB 与大陆地壳之间,金华地区样品位于大陆地壳与碎屑沉积接触处,江山地区安顶和营盘坂样品在右上方,位于岛弧火山岩内部。呈现从相对亏损地幔到富集地幔都有的分布的特征,暗示可能存在不等量地壳物质参与。结合前人研究(余新起等, 2004; 齐有强等, 2008),赣杭构造带岩浆源区存在的不均一特征可能受两方面因素控制,一方面与岩浆在构造带内侵位位置有关,靠近中心断裂带侵位的岩浆偏亏损,远离中心带偏富集;一方面与岩石圈伸展的程度有关,伸展作用的加强,使得断裂影响深度加大,偏亏损的地幔增多。

排除上升过程中发生地壳混染作用后,地壳物质很可能以交代的形式发生在地幔源区。本区 Nb/Ta 比值(12.0~16.5)小于原始地幔的 17.5 (Sun and McDonough, 1989),可能与岩浆源区低 $Mg^\#$ 角闪石有关 (Foley et al., 2002; Liu et al., 2008a),与赣杭中西部偏高的 Nb/Ta 比值相区别 (齐有强等, 2008),显示出构造带活动上的东西差异,仍需进一步工作验证。Zr/Hf 比值(34.1~46.1)除江山营盘坂外,都大于原始地幔 36 (Sun and McDonough, 1989),可能与岩浆源区存在少量碳酸盐交代作用有关 (Guo et al., 2004)。

4.3 成岩模式

Zr 和 Y 在岩浆演化中能保持一定稳定性,是判别大地构造环境最有效的判别因子之一。在 Zr/Y-Zr 相关图解(图 7)中(Pearce and Norry, 1979),研究区基性脉岩主要落在板内玄武岩范围内,与整个华南的研究认识相一致。

通过岩浆活动、变质核杂岩及断陷盆地等方面的研究表明,晚中生代以来,华南整体处于岩石圈伸展的构造背景下(胡瑞忠等, 2007; Hu et al., 2008)。对于华南中生代地球动力学背景的演化,不同学者提出了多种模式,主要归纳为两大模型:①与俯冲有关的类型,具体包括:安第斯型活动大陆边缘(Charvet et al., 1994),板块俯冲+玄武质岩浆底侵模型(李武显和周新民, 2001)及板片的低角度俯冲(Li and Li, 2007)等;②与陆内变形、盆岭伸展构造及岩石圈的伸展减薄有关的模型(Gilder et al., 1996; Chen and Jahn, 1998; Wang et al., 2003; Li et al., 2004)。

近年来,基于埃达克岩的研究,研究者开始注意到通过岩石类型来认识构造背景,尤其是与之密切相关的岩石圈拆沉作用(Wang et al., 2006,

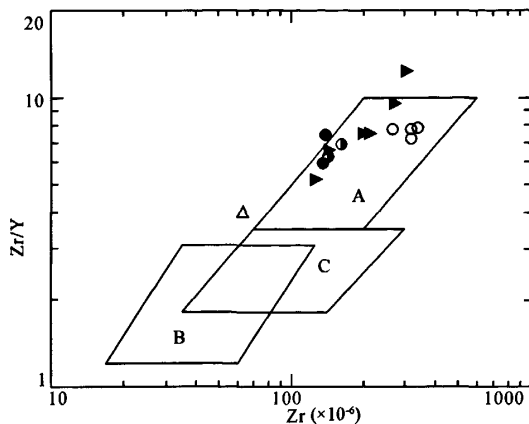


图 7 金衢盆地基性岩脉微量元素构造背景图

Fig. 7 Zr/Y-Zr tectonic discriminate diagrams for the mafic dykes from the Jinqu basin

A—板内玄武岩; B—岛弧玄武岩; C—洋中脊玄武岩
A—WPB; B—IAB; C—MORB

2007),并取得了大量阶段性研究成果(吴福元等, 2003)。目前,关于华南埃达克岩研究仍较少,除长江中下游之外,赣南早白垩世埃达克岩及闽西南上杭大田地区的埃达克质岩,被认为与玄武岩浆底侵及地壳加厚有关(Xiong et al., 2003; 毛建仁等, 2004),说明在中国东南部地区可能存在加厚的下地壳。同时对于花岗岩研究也指示华南地区有加厚地壳的存在(王德滋和沈渭洲, 2003)。赣杭构造带西北侧德兴地区发育的埃达克岩,王强等认为与下地壳的拆沉有关,并认为当时地壳厚度较大(王强等, 2004; Wang et al., 2006, 2007)。秦社彩(2006)阐述了金衢盆地北邻浦江地区埃达克质火山岩,认为与晚中生代地壳的增生作用有关。印支运动期间,扬子陆块与华夏陆块碰撞作用(王德滋和沈渭洲, 2003),直接造成陆块边界地壳的加厚。伴随两侧地质单元的逐渐化为一体,赣杭构造带保持着加厚的地壳。

目前,大量学者日益重视深大断裂对成岩的控制作用(Kazmin and Byakov, 2000; Wu et al., 2008)。由于在深大断裂的贯通区域,深源岩浆更易上侵,并提供热源及物质供应,有利于对岩石圈地幔性质的改造。而研究区位于陆块边界部位,且为一条古老深大断裂带,在构造-岩浆活动中具有位置上的优先性。下地壳拆沉作为岩石圈地幔性质改造的重要机制,一个重要因素涉及岩石圈地幔向软流圈地幔的转化(张旗等, 2006)。研究显示华南晚中生

代时存在着明显的软流圈地幔上涌作用(徐夕生和蔡元峰, 2000; 范蔚茗等, 2003; 王岳军等, 2004; 谢桂青等, 2005a, b), 为岩石圈地幔改造转化提供了条件。通过对浙江地区地球物理学研究, 金衢盆地内的龙游地区, 地壳明显变薄, 最薄处只有28km, 与两侧邻近地带比较抬升了4~5km, 说明在金衢盆地下部存在软流圈地幔的上涌。同时金衢盆地上地幔顶部存在多层高、低速相间的物质(熊绍柏等, 1993), 很可能是下地壳物质拆沉及岩浆上升底侵作用的遗迹。

岩石圈伸展构造背景下, 深大断裂将会优先活动, 并以发育大规模岩浆活动为特征。而加厚的地壳在强烈构造活动下将会变得不稳定, 极易造成区域内下地壳的部分拆沉(高山和 Ducea, 1998)。通过($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)与($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), 同位素数据模拟发现, 研究区基性脉岩大部分落在亏损地幔(DMM)与古老基底(前寒武纪变质岩 PREC)的混合曲线上, 显示有5%左右 PREC 加入。被拆沉的地壳物质, 通过交代作用影响研究区基性岩浆的源区组成, 形成偏富集的地幔源区; 而在断裂切深较大的位置, 软流圈地幔物质上升较容易, 形成了偏亏损的地幔源区。如位于断裂中心位置的余江和东乡地区, 其基性岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 同位素分别为 1.1, 3.0, 明显接近亏损地幔端元(齐有强等, 2008)。同时前人对火山岩的研究显示存在深部玄武质岩浆的底侵作用(Zhou and Li, 2000)。

总之, 本文通过金衢盆地内基性脉岩的研究, 认为在燕山期岩石圈伸展的背景下, 深大断裂被重新活化, 促使先期加厚下地壳发生少量拆沉, 同时引发软流圈地幔的上涌, 提供了物源和热; 拆沉的地壳物质通过交代作用使亏损地幔趋向富集, 而在断裂较深位置发育了来自偏亏损的地幔的基性岩浆活动; 深源岩浆通过侵位和喷发, 分别形成了本区发育的基性岩脉(岩体, 如: 衢州视头等)及大面积的火山岩。金衢盆地作为从挤压向拉张演化阶段形成的红色断陷盆地, 正是在构造带活化的背景下发育起来, 这与沉积学方面研究成果一致(祖辅平等, 2004)。

5 结论

(1) 研究区产出的基性脉岩主要为辉绿(玢)岩, SiO_2 范围为 46.7%~50.23%, 分布在碱性和亚碱性岩范围, 总体属于钙碱性。微量元素相对富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE), 亏损高场强元素(HFSE)和重稀土元素(HREE)。与邻

近区域玄武质火山岩可能具有相同的岩浆源区。

(2) 基性脉岩源区岩浆从偏亏损的地幔至富集地幔, 为部分熔融的产物; 上升过程中, 发生橄榄石、单斜辉石、磷灰石等矿物的分离结晶, 江山安顶基性脉岩可能为斜长石堆晶的产物, 并有辉石与磷灰石的分离结晶。原始岩浆在上升侵位过程中没有受到明显地壳物质混染作用的影响。

(3) 研究区基性脉岩源区存在不均一性, 亏损-富集程度的差异与被拆沉物质参与的程度有关, 并由交代作用实现。成岩模式为深大断裂带重新活化, 造成下地壳以拆沉方式进入地幔, 并引起软流圈地幔上涌, 同时伴随有深部玄武质岩浆的底侵。

致谢: 微量元素前处理得到了胡静高工的指导和帮助, 数据处理过程中漆亮研究员给予了热心帮助, 在此一并致谢!

注 释

- ① 刘 燊. 2004. 山东地区中生代岩浆作用与地壳拉张—兼论煌斑岩与金成矿的关系. 贵阳: 地球化学研究所.
- ② 齐有强. 2008. 中国东南部赣杭构造带基性岩浆活动及其意义. 贵阳: 地球化学研究所.
- ③ 谢桂青. 2003. 中国东南部晚中生代以来的基性岩脉(体)的地质地球化学特征及其地球动力学意义初探—以江西省为例. 贵阳: 地球化学研究所.
- ④ 赵军红. 2004. 福建省基性岩的年代学和地球化学: 晚中生代以来中国东南部地幔演化. 贵阳: 地球化学研究所.
- ⑤ 浙江省地质局. 1966. 区域地质矿产调查报告 金华幅(1:20 万).

参 考 文 献

- 陈策荣, 王德滋. 1995. 赣杭地区中生代两类不同成因火山-侵入杂岩的对比研究. 地球化学, 24 (2): 169~179.
- 邓家瑞, 张志平. 1997. 赣杭构造带前寒武纪构造格局的探讨. 铀矿地质, 13 (6): 321~326.
- 邓家瑞, 张志平. 1999. 赣杭构造带区域大地构造背景的探讨. 铀矿地质, 15 (2): 71~76.
- 范蔚茗, 王岳军, 郭锋, 彭头平. 2003. 湘赣地区中生代镁铁质岩浆作用与岩石圈伸展. 地学前缘, 10 (3): 159~169.
- 高山, Ducea M N. 1998. 下地壳拆沉作用及大陆地壳演化. 高校地质学报, 4 (3): 241~249.
- 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.
- 胡瑞忠, 毕献武, 彭建堂, 刘 燊, 钟宏, 赵军红, 蒋国豪. 2007. 华南地区中生代以来岩石圈伸展及其与铀成矿关系研究的若干问题. 矿床地质, 26 (2): 139~152.
- 李曙光, 袁永红, 郑双根. 1997. 俯冲陆壳与上地幔的相互作用—I. 大别山同碰撞镁铁-超镁铁岩的主要元素及微量元素地球化学. 中国科学: D 辑, 27 (06): 488~493.
- 李武显, 周新民. 2001. 古太平洋岩石圈消减与中国东南部晚中生

- 代火成岩成因——岩石圈消减与玄武岩底侵相结合模式的补充证据. 大地构造与成矿学, 25 (1): 55~63.
- 李献华. 1990. 诸广山岩体内中基性岩脉的成因初探—Sr、Nd、O 同位素证据. 科学通报, 35 (16): 1247~1249.
- 李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学, 1997, 26 (2): 14~31.
- 刘荣, 胡瑞忠, 赵军红, 冯彩霞. 2004. 鲁西晚中生代基性脉岩的成因和源区性质: 岩石学和地球化学. 地质论评, 50 (6): 577~586.
- 刘荣, 胡瑞忠, 赵军红, 冯彩霞, 曹建劲. 2005a. 山东中生代基性脉岩的元素地球化学及其成因. 地球化学, 34 (4): 35~46.
- 刘荣, 胡瑞忠, 赵军红, 冯彩霞, 钟宏, 曹建劲, 史丹妮. 2005b. 胶北晚中生代煌斑岩的岩石地球化学特征及其成因研究. 岩石学报, 21 (3): 947~958.
- 吕学斌. 1993. 金衡盆地沉积环境演变. 山地学报, 11 (1): 15~22.
- 毛建仁, 许乃政, 胡青, 邢光福, 杨祝良. 2004. 福建省上杭一大田地区中生代火成岩成矿作用与构造环境演化. 岩石学报, 20 (2): 285~296.
- 毛建仁, 陈荣, 李奇崛, 赵希林. 2006. 闽西南地区晚中生代花岗岩类岩石的同位素年代学、地球化学及其构造演化. 岩石学报, 22 (6): 1723~1734.
- 齐有强, 胡瑞忠, 刘荣, 戚华文, 冯彩霞. 2008. 赣杭构造带中西段中生代基性脉岩地球化学特征对比研究. 吉林大学学报: 地球科学版, 38 (5): 784~794.
- 秦社彩, 范蔚茗, 郭峰, 李超文, 高晓峰. 2006. 浙江浦江晚中生代埃达克质火山岩的成因. 岩石学报, 22 (9): 2305~2314.
- 王德滋, 沈渭洲. 2003. 中国东南部花岗岩成因与地壳演化. 地学前缘, 10 (3): 209~220.
- 王强, 赵振华, 简平, 许继峰, 包志伟, 马金龙. 2004. 德兴花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学. 岩石学报, 20 (2): 315~324.
- 王岳军, 廖超林, 范蔚茗, 彭头平. 2004. 赣中地区早中生代 OIB 碱性玄武岩的厘定及构造意义. 地球化学, 33 (2): 109~117.
- 吴福元, Wilde S, 孙德有. 2001. 佳木斯地块片麻状花岗岩的锆石离子探针 U-Pb 年龄. 岩石学报, 17 (3): 443~452.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 郭春丽. 地学前缘. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. 2003, 10 (3): 51~60.
- 谢桂青, 毛景文, 胡瑞忠, 李瑞玲, 曹建劲. 2005a. 中国东南部中—新生代地壳动力学背景若干问题的探讨. 地质论评, 51 (6): 613~620.
- 谢桂青, 毛景文, 胡瑞忠, 李瑞玲, 曹建劲. 2005b. 赣中早第三纪镁铁质岩石的地质地球化学及其地质意义. 岩石学报, 21 (1): 77~90.
- 熊绍柏, 赖明惠, 刘宏宾, 于桂生等. 1993. 屯溪—温州地带的岩石圈结构与速度分布. 李继亮. 东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京: 冶金工业出版社.
- 徐夕生, 蔡元峰. 2000. 中国东南部新生代岩石圈地幔研究. 南京大学学报: 自然科学版, 36 (6): 773~779.
- 闫峻, 陈江峰, 喻钢, 钱卉, 周泰禧. 2003. 长江中下游晚中生代中基性岩的铅同位素特征: 富集地幔的证据. 高校地质学报, 9 (2): 195~206.
- 闫峻, 陈江峰. 2007. 鲁东青山组中性火山岩的地球化学特征: 岩石成因和地质意义. 地球化学, 36 (1): 1~10.
- 余心起, 舒良树, 颜铁增, 俞文文, 祖辅平, 王彬. 2004. 江山—广丰地区早白垩世晚期玄武岩的岩石地球化学及其构造意义. 地球化学, 33 (5): 465~476.
- 余心起, 吴淦国, 舒良树, 颜铁增, 张达, 狄永军. 2006. 白垩纪时期赣杭构造带的伸展作用. 地学前缘, 13 (3): 31~43.
- 张旗, 金惟俊, 王元龙, 李承东, 王焰, 贾秀勤. 2006. 大陆下地壳拆沉模式初探. 岩石学报, 22 (2): 265~276.
- 张星藩. 1999a. 赣杭构造带中生代火山盆地的形成和演化. 铀矿地质, 15 (1): 18~23.
- 张星藩. 1999b. 赣杭构造带中生代红色碎屑沉积盆地的形成和演化. 铀矿地质, 15 (2): 77~85.
- 赵振华. 2007. 关于岩石微量元素构造环境判别图解使用的有关问题. 大地构造与成矿学, 31 (1): 92~103.
- 周金城, 陈荣. 2001. 闽东南晚中生代壳幔作用地球化学. 地球化学, 30 (6): 547~558.
- 祖辅平, 李成, 王彬. 2004. 金衡盆地的沉积相. 沉积学报, 22 (3): 417~424.
- Charvet J, Lapierre H, Yu Y. 1994. Geodynamic significance of the Mesozoic volcanism of southeastern China. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 9 (4): 387~396.
- Chen Jiangfeng, Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. Tectonophysics, 284 (1~2): 101~133.
- Condie K C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology, 104 (1~4): 1~37.
- Foley S, Tiepolo M, Vannucci R. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature, 417 (6891): 837~840.
- Gilder S A, Keller G R, Luo M, Goodell P C. 1991. Eastern Asia and the Western Pacific Timing and spatial distribution of rifting in China. Tectonophysics, 197 (2~4): 225~243.
- Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X X, Liu Z W, Wang G X, Yuan K R, Liu W L, Kuang G D, Wu H R. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. Journal of Geophysical Research, 101 (B7): 16137~16354.
- Guo Feng, Fan Weiming, Wang Yuejun, Zhang Ming. 2004. Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt. Lithos, 78 (3): 291~305.
- Halls H C. 1982. The importance and potential of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes. Geoscience Canada, 9 (3): 145~154.
- Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Zhou Meifu, Peng Jiantang, Su Wenchao, Liu Shen, Qi Huawen. 2008. Uranium metallogenesis in South China and its relationship to crustal extension during the Cretaceous to Tertiary. Economic Geology, 103 (3): 583~598.
- Jahn Borming, Wu Fuyuan, Lo Chinghua, Tsai Chinho. 1999.

- Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust; geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology*, 157 (1~2): 119~146.
- Kazmin V G, Byakov A F. 2000. Magmatism and crustal accretion in continental rifts. *Journal of African Earth Sciences*, 30 (3): 555~568.
- Le Roex A P. 1986. Geochemical correlation between southern African kimberlites and South Atlantic hotspots. *Nature*, 324 (6094): 243~245.
- Li Xianhua, McCulloch M T. 1998. Geochemical characteristics of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China: Age, origin and tectonic significance. *Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia Geodynamics*, 27: 405~419.
- Li Xianhua, Chung Sunlin, Zhou Hanwen, Lo Chinghua, Liu Ying, Chen Changhua. 2004. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan-eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for the tectonic evolution of SE China. *Geological Society, London, Special Publications*, 226 (1): 193~215.
- Li Zhengxiang, Li Xianhua. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35 (2): 179~182.
- Liu Shen, Zou Haibo, Hu Ruizhong, Zhao Junhong, Feng Caixia. 2006. Mesozoic mafic dikes from the Shandong Peninsula, North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal*, 40 (2): 181~195.
- Liu Shen, Hu Ruizhong, Gao Shan, Feng Caixia, Qi Liang, Zhong Hong, Xiao Tangfu, Qi Youqiang, Wang Tao, Coulson I M. 2008a. Zircon U-Pb geochronology and major, trace elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of mafic dykes in western Shandong Province, east China: Constrains on their petrogenesis and geodynamic significance. *Chemical Geology*, 255 (3~4): 329~345.
- Liu Shen, Hu Ruizhong, Gao Shan, Feng Caixia, Qi Youqiang, Wang Tao, Feng Guangying, Coulson I M. 2008b. U-Pb zircon age, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on age and origin of alkaline intrusions and associated mafic dikes from Sulu orogenic belt, Eastern China. *Lithos*, 106 (3~4): 365~379.
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120 (3~4): 223~253.
- Mohr P A. 1987. Crustal contamination in mafic sheets: a summary. In: Halls H C, Fahrig W C, eds. *Mafic Dyke Swarms*. Special Publication-Geological Association of Canada, 75~80.
- Pearce J A, Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33~47.
- Qi Q, Taylor L A, Zhou X. 1994. Petrology and geochemistry of an unusual tridymite-hercynite xenolith in tholeiite from southeastern China. *Mineralogy and Petrology*, 50 (4): 195~207.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3: 1~64.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42 (1): 313~345.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. United States: Blackwell Scientific Publications, 1~328.
- Wang Qiang, Xu Jifeng, Jian Ping, Bao Zhiwei, Zhao Zhenhua, Li Chaofeng, Xiong Xiaolin, Ma Jinlong. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China; implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *J Petrology*, 47 (1): 119~144.
- Wang Qiang, Wyman D A, Xu Jifeng, Zhao Zhenhua, Jian Ping, Zi Feng. 2007. Partial melting of thickened or delaminated lower crust in the middle of Eastern China; implications for Cu-Au mineralization. *The Journal of Geology*, 115 (2): 149~163.
- Wang Yuejun, Fan Wweiming, Guo Feng, Peng Toupeng, Li Chaowen. 2003. Geochemistry of Mesozoic mafic rocks adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the lithospheric boundary between the Yangtze and Cathaysia blocks. *International Geology Review*, 45 (3): 263~286.
- Winchester J A, Floyd P A. 1976. Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28 (3): 459~469.
- Wu Ganguo, Zhang Da, Di Yongjun, Zang Wwenshuan, Zhang Xiangxin, Song Biao, Zhang Zhongyi. 2008. SHRIMP zircon U-Pb dating of the intrusives in the Tongling metallogenic cluster and its dynamic setting. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51 (7): 911~928.
- Xiong Xiaolin, Li Xianhua, Xu Jifeng, Li Wuxian, Zhao Zhenhua, Wang Qiang, Chen Xiaoming. 2003. Extremely high-Na adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate, The Late Cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China. *Geochemical Journal*, 37 (2): 233~252.
- Zhao Zhenhua. 2007. How to Use the Trace Element Diagrams to Discriminate the Tectonic Settings. *Geotectonica et Metallogenia*, 31 (1): 92~103.
- Zhou Xinmin, Li Wuxian. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China; implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326 (3~4): 269~287.

Geochemical Characteristics of the Yanshanian Mafic Dykes in the Jinqi Basin, Gan-Hang Tectonic Belt and Its Petrogenesis

QI Youqiang¹⁾, HU Ruizhong¹⁾, LIU Shen¹⁾, FENG Caixia¹⁾, TIAN Jianji²⁾,
FENG Guangying^{1, 3)}, WANG Tao⁴⁾

1) State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002; 2) Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing, 100029; 3) Graduate University, Chinese Academy of Science, Beijing, 100049; 4) College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059

Abstract

Mesozoic mafic dykes in the Jinqi basin, Gan-Hang tectonic belt are predominantly diabases. The K-Ar dating study shows that the mafic dykes with age ranging from 69.5 Ma to 131.7 Ma are the result of magma intrusion during the Cretaceous Period. The SiO_2 contents of 46.70% to 50.23% and $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ of 4.01% to 7.82% suggest that they belong to alkaline and sub-alkaline rocks. The trace elements are characterized by enrichment in LREE and LILE (K, Rb, Ba), and depletion in HREE and HFSE (Ta, Nb, Ti). Magma came from relative depleted mantle to enriched mantle, with $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70642 \sim 0.70869$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512244 \sim 0.512352$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -2.3 \sim -5.9$. Source magma tends to change from relatively depleted mantle near the center of the tectonic belt to enriched mantle on both flanks of the belt. The mafic dykes mainly resulted from partial melting and fractional crystallization of olivine, clinopyroxenes, plagioclases and apatites. Mafic dykes at Anding, Jiangshan were the product of accumulation of plagioclase crystals accompanied by crystallization separation of pyroxene and apatite. The mafic dykes derived from the partial delamination of lower crust and underplating of basaltic magma in the Jinqi basin, Gan-Hang tectonic belt. Especially, reactivation of the deep fault played an important role in diagenesis of the mafic dykes.

Key words: Gan-Hang tectonic belt; Jinqi basin; mafic dykes; elemental geochemistry; petrogenesis