

浙西新路盆地晚白垩世钾玄岩的厘定及其地质意义

王正其¹⁾, 李子颖²⁾, 范洪海²⁾, 汤江伟³⁾

1) 东华理工大学放射性地质与勘探技术国防重点学科实验室, 江西抚州 344000;

2) 核工业北京地质研究院, 北京 100029;

3) 浙江省核工业 269 大队, 浙江金华 321000

摘 要: 对浙西新路火山盆地发育的辉绿岩进行了激光显微探针 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年和系统的岩石地球化学特征研究。研究表明, 新路盆地辉绿岩成岩时代为 (93 ± 3) Ma, 属晚白垩世产物; 岩石中辉石有单斜辉石和斜方辉石两个种属, 斜长石为拉长石; SiO_2 含量介于 44.00%~50.09% 之间, 具有富碱(平均为 5.15%)、高钾($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 平均为 1.08)、低 TiO_2 含量(平均为 1.15%)等特征; 岩石具有原生岩浆特点, 显示典型的钾玄岩特征。钾玄岩富集 LREE、大离子亲石元素和强不相容元素, 无 Eu 亏损; 锶初始值(Isr)介于 0.70707~0.70870 之间, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 介于 0.512338~0.512407 之间; $\Delta 7/4\text{Pb}$ 为 6.0~9.2、 $\Delta 8/4\text{Pb}$ 为 48.5~68.0、 ΔSr 为 70.73~87.04, 均表现出富集地幔特征。认为新路盆地钾玄岩的厘定对该区域岩石圈与构造岩浆演化的深入研究具有重要意义; 钾玄岩形成与造山带后碰撞期的热点活动相关; 钾玄岩侵位年龄基本限定了新路地区岩石圈大规模减薄的时限; 推测热点活动导致岩石圈减薄的动力学演化过程及其壳幔作用源区可能对火山岩型铀成矿起着重要的制约作用。

关键词: 钾玄岩; ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年; 岩石地球化学; 岩石圈减薄; 新路火山盆地

中图分类号: P588.136; P597.2 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2013.02.02

Chronology and Geochemical Characteristics of the Diabase in Xinlu Basin of Western Zhejiang and Their Significance

WANG Zheng-qi¹⁾, LI Zi-ying²⁾, FAN Hong-hai²⁾, TANG Jiang-wei³⁾

1) Key Laboratory of Fundamental Science on Radioactive Geology and Exploration Technology, East China Institute of Technology, Fuzhou, Jiangxi 344000;

2) Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029;

3) No. 269 Geological Party, Nuclear Industry of Zhejiang Province, Jinhua, Zhejiang 321000

Abstract: The laser microprobe ^{40}Ar - ^{39}Ar dating and detailed study of petrogeochemical characteristics of the diabase developed in Xinlu volcanic basin of western Zhejiang were carried out. The results indicate that the diabase was formed in Late Cretaceous with an age of (93 ± 3) Ma. The diabase contains two kinds of pyroxenes (clinopyroxene and orthopyroxene), the plagioclase is labradorite, and the content of SiO_2 is between 44.00% and 50.09%, characterized by rich alkali, (5.15% on average), high K ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1.08), and low Ti (TiO_2 1.15%). Its petrological and geochemical characteristics show typical shoshonite. The shoshonite is enriched in LREE, LILE and incompatible elements, without Eu depletion, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ and $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ are in the ranges of 0.70707 to 0.70870 and 0.512338 to 0.512407 respectively, $\Delta 7/4\text{Pb}=6.0\sim 9.2$, $\Delta 8/4\text{Pb}=48.5\sim 68.0$, and $\Delta \text{Sr}=70.73\sim 87.04$, showing relatively enriched mantle signatures. It is concluded that the shoshonite in Xinlu basin is the product of lithospheric thinning combined with hotspot activity in the post-collision period of the orogenic zone. The age of shoshonite fundamentally restricts the time limit of the large-scale lithospheric thinning in Xinlu area, and suggests that dynamic processes of lithospheric thinning was affected by hotspot and the sources of crust-mantle interaction might have played an important role in controlling volcanics-type uranium mineralization.

Key words: shoshonite; ^{40}Ar - ^{39}Ar dating; petrogeochemistry; lithospheric thinning; Xinlu volcanic basin

本文由国家自然科学基金项目(编号: 41040019)资助。

收稿日期: 2012-03-23; 改回日期: 2012-06-20。责任编辑: 魏乐军。

第一作者简介: 王正其, 男, 1964 年生。教授。主要从事岩石成因与铀成矿作用方向研究。E-mail: zhqwang@ecit.cn。

近年来, 众多学者认识到大陆岩石圈动力学及其演化过程对花岗质岩浆活动与内生金属成矿作用具有重要的制约作用(闫峻等, 2011; 王登红等, 2011; 许志琴等, 2008; 莫宣学等, 2006; 朱桂田等, 2005; 翟裕生, 2004; 汪杨等, 2004; 邓晋福等, 2004; 王强等, 2002), 并将研究视角聚焦于深部壳幔作用过程与特点。由于钾玄岩蕴涵的特殊构造属性与成因意义(夏斌等, 2006; 李毅等, 2006; Jiang et al., 2002; 李献华等, 2001; Di Battistini et al., 2001; Morrison, 1980), 成为地学界探讨地幔物质上涌及岩石圈减薄等地质作用过程的重要介质和研究热点。与江山—绍兴深大断裂带空间展布基本一致的赣杭中生代火山岩带, 因其为重要火山岩型铀成矿带而受到众多研究者的长期关注, 关于中生代岩浆作用成因及其构造环境尚存在不同的看法(李兆霖等, 2003; 谢桂青等, 2001; 周新民等, 2000; 毛建仁等, 1999)。近年研究发现, 很多地质事实和地球化学数据显示, 原先认为是壳源浅层热液作用形成的火山岩型铀矿床, 实际上与幔源物质参与密切相关(王正其等, 2007, 2010; Hu et al., 2009; 黄世杰, 2006; 李子颖, 2006; Jiang et al., 2006; Chabiron et al., 2001, 2003; 范洪海等, 2001)。诱发幔源铀成矿物质上升成矿的动力学机制是什么? 新路盆地是赣杭火山岩型铀成矿带中典型的铀成矿单元之一, 前人研究多集中针对酸性火山岩或铀成矿特征等方面, 未见有钾玄岩报道。本文发现并厘定新路盆地晚白垩世辉绿岩属钾玄岩, 对于探讨区域中生代岩浆作用成因、深部动力学环境及对火山岩型铀成矿的制约作用具有重要的意义。

1 地质背景

浙西新路盆地是一个中生代火山断陷盆地, 是赣杭火山岩型铀成矿带的重要组成部分, 位于江山—绍兴断裂带的北西侧, 大地构造位置属于扬子地块(章邦桐等, 1993)。空间上, 新路盆地呈北东向椭圆形, 面积 41.67 km^2 , 受球川—萧山深断裂与常山—漓渚大断裂所夹持的寿昌—梅城火山喷发带控制(汤其韬, 2000; 章邦桐等, 1993)。盆地基底为前震旦系—下古生界的浅海、滨海相浅变质碎屑岩建造、含碳硅质岩建造和碳酸盐建造(周宇章等, 2006)。盆地盖层由下白垩统劳村组(K_1l)、黄尖组(K_1h)和寿昌组(K_1sh)组成, 岩石组合主要为一套高钾钙碱性系列流纹质晶屑凝灰岩、流纹质含砾熔结凝灰岩、沉凝灰岩, 夹有紫红色砾岩、砂岩和粉砂岩。研究表明, 新路盆地大约从 135 Ma 开始大规模酸性火山

喷发(徐步台等, 1997), 至辉绿岩脉侵入喻示区内岩浆作用基本结束, 先后形成了一套高钾钙碱性系列流纹质火山岩-花岗岩、花岗斑岩-辉绿岩岩石组合。区内断裂构造发育, 以北东向展布的双桥断裂和白鹤岩断裂为主, 纵贯全区; 其次是北西向断裂, 规模相对较小。

本文研究对象——辉绿岩, 在新路盆地内零星发育, 呈北西走向, 倾向南西, 近于直立, 倾角为 72° 左右, 主要分布在大桥坞至方坞、明国寺和姜孟村—曹上村一带(图 1)。空间上, 辉绿岩通常以单脉体、透镜状形式产出, 长度最短约 150 m, 最长约 2800 m, 宽度一般为 3~6 m 不等, 其中以位于大桥坞北部的姜孟—曹上村辉绿岩脉规模最大(图 1), 最大宽度约 10 m, 连续长度达 2800 m 以上。辉绿岩与围岩火山岩之间表现为截然穿切关系, 脉体不同部位矿物结晶程度和矿物颗粒大小基本一致; 脉岩中未见侵入围岩角砾, 也未见明显接触交代或后期热液蚀变现象。

在新路盆地已探明若干个热液型铀矿床。铀矿体通常以脉状或透镜状充填于花岗斑岩、流纹质晶屑熔结凝灰岩(K_1h)或斑状花岗岩中, 空间展布受北西向断裂构造控制, 矿石具角砾状、碎裂状或网脉状构造; 围岩蚀变主要为水云母化、红化、萤石化、黄铁矿化和碳酸盐化等; 在赋矿断裂构造界面或铀矿体附近围岩蚀变强度最大, 往两侧逐渐减弱, 直至过渡为正常岩石。前人研究表明, 新路盆地铀成矿作用发生于晚白垩世(约 75 Ma), 与赋矿围岩之间存在较大的矿岩时差。

2 辉绿岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学

年龄测试样品采自区内规模最大的姜孟—曹上村辉绿岩脉。野外观察表明, 辉绿岩呈新鲜墨绿色、暗绿色或灰黑色, 致密完整, 块状构造, 未遭受明显的构造挤压破碎作用, 也没有遭受明显的风化作用。显微研究表明, 岩石除发育轻微的碳酸盐化和少量的滑石化、纤闪石化、绿泥石化外, 基本未受到明显的后期热液蚀变。

样品测试过程与方法: 将 0.18~0.28 mm 粒径样品用高纯铝罐包装, 封闭于石英玻璃瓶中, 置于中国原子能科学研究院 49-2 反应堆 B4 孔道进行中子辐射, 照射时间为 24 h 10 min, 快中子通量为 2.2359×10^{18} 。中子通量监测样品是我国周口店 K-Ar 标准黑云母(ZBH-25, 年龄为 132.7 Ma), 同时对纯物质 CaF_2 和 K_2SO_4 进行同步照射, 得到校正因子。测试工作由北京大学造山带与地壳演化教育部重点

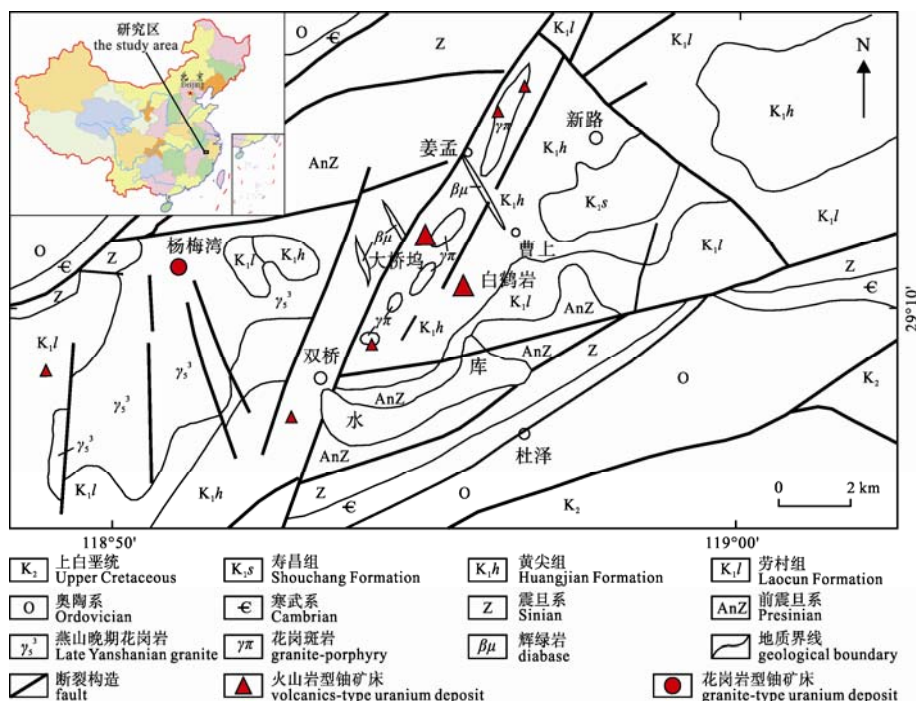


图 1 浙西新路火山盆地地质图

Fig. 1 Geological map of Xinlu volcanic basin, western Zhejiang

实验室全自动高精度高灵敏度 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 激光探针定年系统完成。采用聚焦激光对样品进行一次性熔融，纯化部分采用两阶段法，并进行 Ar 同位素质量歧视日常监测校正。基准线和 Ar 同位素使用电子倍增器进行循环测量，信号采集采用电流强度测量法，电子倍增器增益为 3000 ~ 4000 倍。系统在电子倍增器单位增益下的绝对灵敏度为 2.394×10^{-10} moles/nA。系统测试过程、原始数据处理、模式年龄和等时线年龄的计算均采用美国加州大学伯克利地质年代学中心 Denio A L 博士编写的“MASS SPEC (V.7.665)”软件自动控制完成。

表 1 列出了辉绿岩全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素数据测

定结果，图 2 为辉绿岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄谱和等时线年龄图谱。结果表明，新路盆地辉绿岩概率统计峰值年龄(89.17 Ma)与等时线年龄(93 ± 3) Ma 相近，两者的 MSWD 均理想，等时线中 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 初始比显示没有显著的过剩 Ar。说明测试结果是可信的，辉绿岩成岩时代为(93 ± 3) Ma，属晚白垩世产物。由此表明，新路盆地大约从 135 Ma 开始酸性火山喷发，至辉绿岩脉侵入(约 93 Ma)，岩浆作用大约持续了近 40 Ma。

3 岩石矿物学特征

辉绿岩具斑状结构，基质呈辉绿结构。斑晶为斜长石和辉石，基质主要由板条状斜长石和微晶辉

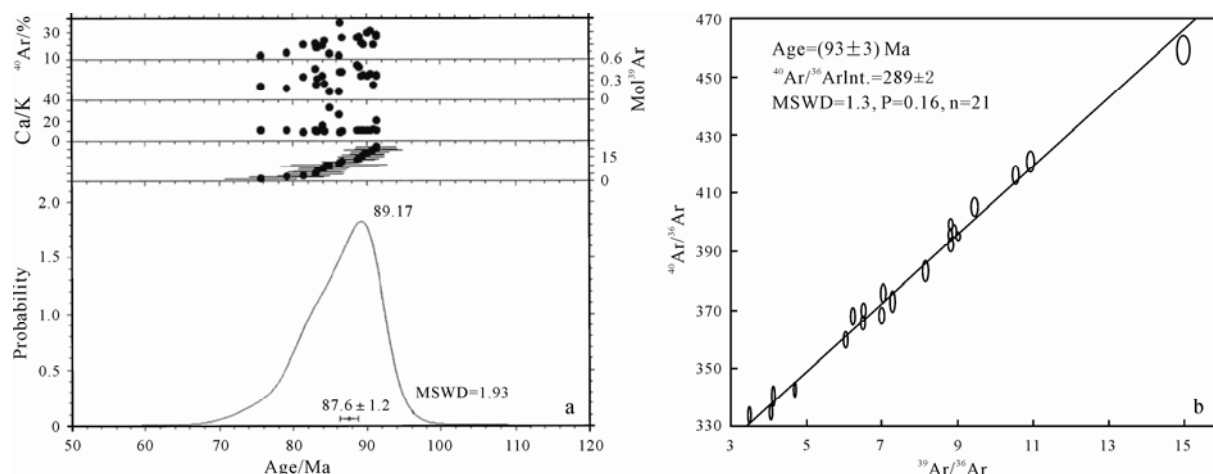


图 2 辉绿岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄谱(a)及等时线年龄图(b)

Fig. 2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-probability spectrum(a) and isochron(b) of the diabase in Xinlu volcanic basin

表 1 新路盆地辉绿岩激光显微探针 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年测试结果
 Table 1 Laser microprobe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results of the diabase in Xinlu volcanic basin

RunID	年龄 /Ma	$\pm 1\sigma$ /Ma	$^{40}\text{Ar}^*$ /%	^{39}Ar /(10^{-15} moles)	^{40}Ar	$\pm ^{40}\text{Ar}$	^{39}Ar	$\pm ^{39}\text{Ar}$	^{38}Ar	$\pm ^{38}\text{Ar}$	^{37}Ar	$\pm ^{37}\text{Ar}$	^{36}Ar	$\pm ^{36}\text{Ar}$
01	83.2	3.4	20.6	4.40	2.394	0.014	0.04697	0.00043	0.002008	0.000037	0.22892	0.00149	0.006494	0.000032
02	89.6	2.6	20.1	3.58	2.598	0.006	0.04603	0.00021	0.002143	0.000026	0.21836	0.00128	0.007086	0.000030
03	86.9	2.4	24.8	4.01	1.895	0.006	0.04275	0.00020	0.001594	0.000022	0.18778	0.00091	0.004877	0.000026
04	84.1	3.0	19.0	3.37	2.001	0.006	0.03592	0.00020	0.001672	0.000025	0.25716	0.00123	0.005555	0.000028
05	83.5	2.8	17.8	3.04	1.920	0.003	0.03241	0.00010	0.001582	0.000028	0.14382	0.00086	0.005379	0.000027
06	91.4	2.5	27.1	3.58	1.628	0.004	0.03824	0.00016	0.001403	0.000025	0.37416	0.00233	0.004122	0.000026
07	84.4	3.0	22.8	2.26	1.125	0.002	0.02408	0.00008	0.000903	0.000023	0.10745	0.00062	0.002968	0.000025
08	86.4	6.1	11.5	1.12	1.128	0.003	0.01196	0.00006	0.000819	0.000037	0.15167	0.00096	0.003420	0.000026
09	105.6	5.1	17.0	1.90	1.599	0.008	0.02025	0.00012	0.001158	0.000063	0.10090	0.00077	0.004520	0.000027
10	90.1	2.1	29.0	3.49	1.695	0.003	0.04310	0.00013	0.001460	0.000023	0.20559	0.00100	0.004131	0.000027
11	83.4	3.3	17.8	2.17	1.376	0.002	0.02320	0.00008	0.001074	0.000028	0.09956	0.00060	0.003856	0.000027
12	85.1	6.2	13.1	1.04	0.905	0.002	0.01112	0.00005	0.000668	0.000037	0.18071	0.00110	0.002713	0.000026
13	89.1	2.3	25.4	4.74	2.243	0.007	0.05063	0.00022	0.002003	0.000029	0.24359	0.00148	0.005727	0.000028
14	75.8	4.4	11.7	1.85	1.618	0.005	0.01979	0.00008	0.001106	0.000056	0.09517	0.00051	0.004860	0.000027
15	91.4	2.6	25.7	3.37	1.614	0.005	0.03593	0.00017	0.001376	0.000023	0.16607	0.00075	0.004101	0.000026
16	88.8	2.1	25.2	5.10	2.429	0.005	0.05446	0.00018	0.002057	0.000032	0.27098	0.00138	0.006228	0.000028
17	81.5	3.1	19.6	3.36	1.877	0.008	0.03580	0.00020	0.001579	0.000023	0.13072	0.00085	0.005141	0.000028
18	79.3	4.6	13.7	1.56	1.217	0.004	0.01668	0.00008	0.000966	0.000045	0.08066	0.00049	0.003575	0.000025
19	90.6	2.3	29.8	3.73	1.529	0.004	0.03977	0.00019	0.001310	0.000026	0.18240	0.00118	0.003681	0.000026
20	91.0	3.5	19.6	2.07	1.300	0.004	0.02213	0.00010	0.001057	0.000024	0.11286	0.00061	0.003569	0.000025
21	86.5	2.1	35.7	3.95	1.292	0.004	0.04216	0.00019	0.001203	0.000026	0.16161	0.00109	0.002856	0.000026
22	89.4	2.7	21.3	3.48	1.973	0.005	0.03715	0.00016	0.001605	0.000025	0.18107	0.00081	0.005307	0.000028
J	$\pm J$		37 Decay		39 Decay		Irr Ca 39/37		$\pm \text{Ca } 39/37$		Irr Ca 38/37		$\pm \text{Ca } 38/37$	
0.00448	5.48×10^{-5}		17.7		1.001029		0.0006633		0.0003535		0.00014		0	
Irr Ca 36/37	$\pm \text{Ca } 36/37$		Irr K 38/39		$\pm \text{K } 38/39$		Irr K 40/39		$\pm \text{K } 40/39$		P36Cl/38Cl		$\pm \text{P36Cl/38Cl}$	
0.0002775	0.0000253		0.01077		0		0.0039448		0.0015421		320		0	

石组成。辉石斑晶通常不是单个晶体产出,而是以数个晶体呈堆聚体状分布(图 3),说明在岩浆房内可能存在一定程度的辉石堆晶作用。辉石斑晶多呈自形或半自形,以板状或柱状为特征,矿物颗粒较大,粒径一般为 0.5~1.5 mm。斜长石斑晶颗粒一般为 0.1~0.5 mm,斑晶和基质中的斜长石有时可见环带构造。副矿物有黄铁矿、针状磷灰石、粒状磁铁矿、钛铁矿等。

表 2 和表 3 分别为辉绿岩中辉石和长石的电子探针分析结果。结果表明,辉石有两个种属,即单斜辉石和斜方辉石共存,以前者为多;单斜辉石种属为普通辉石,斜方辉石种属包括古铜辉石和紫苏辉石(表 2)。斜长石种属主要为基性斜长石(拉长石, $An = 56 \sim 70$)(表 3)。

显微研究发现,组成辉绿岩的斜长石矿物外圈可见“亮环”镶边(图 4)，“亮环”宽度一般小于 10 μm 。镶边在正交镜下表现为特征明显的亮白色且光性一致,呈全环或半环状镶嵌于斜长石周边,对“亮环”镶边进行电子探针分析,显示其成分为钾长石(表 4),这是辉绿岩浆晚期结晶分异流体产生的交代现象,说明基性熔融岩浆本身存在较高的钾含量,且在冷却结晶的晚期熔体中钾质有进一步富集特点。

岩石蚀变主要有碳酸盐化、滑石化,其次是绿泥石化、皂石化和帘石化,既可交代斑晶矿物,也交代基质中的辉石和斜长石。上述蚀变矿物均不含钾矿物,说明辉绿岩在结晶成岩后基本未遭受外来钾质流体交代作用,未经历后期钾增量事件,岩石钾含量反映的是辉绿岩浆的固有特征。

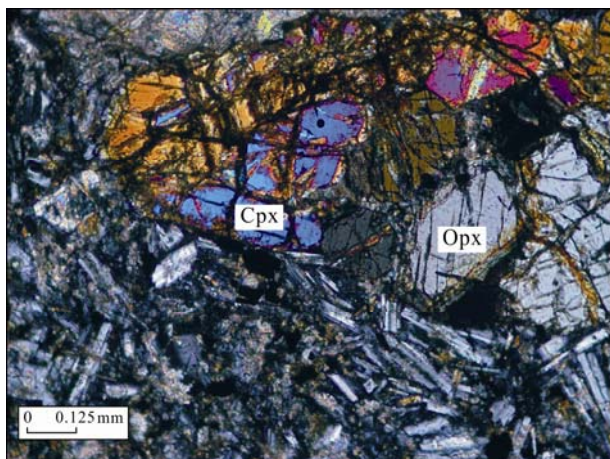


图 3 斑状结构,斑晶为单斜辉石(Cpx)和斜方辉石(Opx),基质具辉绿结构($\times 10$,正交,样品号: DQW-11)

Fig. 3 Porphyritic texture, phenocrysts characterized by clinopyroxene and orthopyroxenes, groundmass with the diabasic texture($\times 10$, orthogonal polarization, sample No. DQW-11)

4 岩石地球化学特征

地球化学研究样品采自研究区不同地段分布的辉绿岩脉。主量元素、微量元素(含稀土元素)、同位素测试工作分别由核工业北京地质研究院分析中心 X 荧光光谱(XRF)实验室、ICP-MS 实验室和质谱实验室完成。主量元素测试精度可以达到 1%~3%,微量元素测试精度优于 5%,同位素分析误差以 2σ 计。分析结果分列于表 5 和表 6。

4.1 主量元素

新路盆地辉绿岩 SiO_2 含量主要介于 45.25%~50.09%(DQW-42 稍低, 44.00%); K_2O+Na_2O 含量介于 3.84%~5.47%之间,平均 4.82%; K_2O/Na_2O 比值主要介于 0.95~1.18(DQW-42 例外); TiO_2 含量区间为 0.84%~1.33%,平均 1.15%; Al_2O_3 含量范围为 13.73%~16.89%; MgO 含量高,变化范围 5.13%~8.56%,相应 $Mg^\#$ 值域为 63.52~76.83(表 5)。固结指数 SI 较低,介于 25.68~28.69。 K_2O 、 Na_2O 、 CaO 、 MgO 等氧化物含量不随烧失量高低而变化,说明辉绿岩虽然遭受了一定程度的碳酸盐化,但未导致岩石主要元素组成发生明显变化。一般而言,火成岩遭受 K 质交代作用时,会伴随 SiO_2 和 Na_2O 析出,导致岩石的 SiO_2 和 Na_2O 含量降低, SiO_2 与 K_2O 含量之间应表现出负相关关系。辉绿岩 SiO_2 与 K_2O 、 Na_2O 含量之间不存在相关关系,从一个侧面说明辉绿岩未曾遭受明显的钾质交代作用。

在 TAS 图中(图 5a),样品投影于 Irvine 分界线

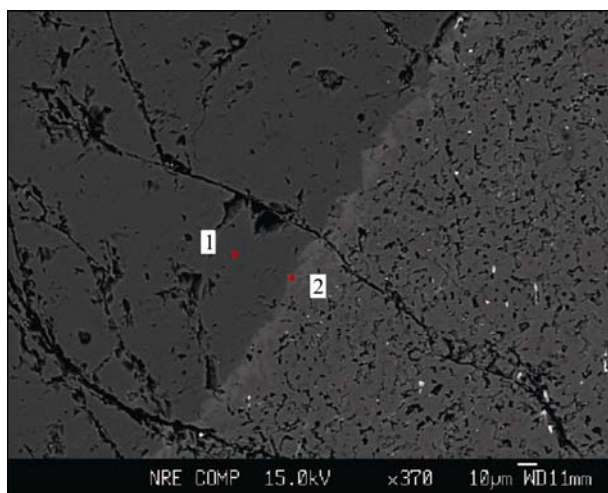


图 4 斜长石周边的钾长石镶边(电子探针背散射图片,图中标点与数字为探针测点位置与编号,样品号: DQW-11)

Fig. 4 Potassium ring of plagioclase from the diabase(backscattered electron image, marked points and number in the figure are electron probe points and serial number, sample No. DQW-11)

表 2 辉绿岩中辉石化学成分电子探针分析结果(wt%)
Table 2 Electron microprobe analyses of pyroxene from the diabase(wt%)

样品号	DQW-11								DQW-41	
测点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52.560	61.46	52.38	52.67	54.79	60.8	62.72	59.68	52.06	51.95
TiO ₂	0.650	0.04	0.59	0.66	0.2	0.01	0.01		0.87	0.86
Al ₂ O ₃	3.130	0.09	3.41	3.05	0.18	0.57	0.49	0.37	3.88	3.61
FeO	8.210	16.76	7.06	7.88	8.5	8.85	8.39	15.62	7.7	8.04
MnO	0.210		0.23	0.3	0.24	0.04	0.04		0.19	0.21
MgO	16.090	21.28	17.06	16.23	16.1	26.25	26.47	21.5	16.19	16.46
CaO	18.160	0.05	17.72	17.84	18.81	0.19	0.14	0.09	18.15	17.78
Na ₂ O	0.260		0.32	0.28	0.31	0.05	0.01	0.02	0.34	0.32
K ₂ O	0.010	0.02	0.01		0.01	0.02	0.03			
总计	99.28	99.7	98.78	98.91	99.14	96.78	98.3	97.28	99.38	99.23
Wo	38.13	0.12	37.11	37.67	38.67	0.43	0.32	0.21	38.23	37.26
En	47.01	68.26	49.71	47.69	46.05	82.94	83.92	69.91	47.45	47.99
Fs	13.87	31.62	11.96	13.57	14.12	16.42	15.72	29.79	13.02	13.53
Ac	0.99		1.21	1.07	1.15	0.21	0.04	0.08	1.30	1.21
种属	普通辉石	紫苏辉石	普通辉石	普通辉石	普通辉石	古铜辉石	古铜辉石	紫苏辉石	普通辉石	普通辉石
Mg [#]	78	68	81	78	77	84	84	70	79	78

注：以 6 个氧原子和 4 个阳离子为计算基准；Mg[#] = 100 × Mg/(Mg + Fe²⁺)。测试单位为东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室。

表 3 辉绿岩中斜长石的电子探针分析结果(wt%)
Table 3 Electron microprobe analyses of plagioclase from the diabase(wt%)

样号	测点	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总量	An	Ab	Or	种属
DQW-11	1	54.26	0.06	28.29	0.85	0.00	0.14	10.80	4.12	0.65	99.17	56.8	39.2	4.1	Pl
	2	51.67	0.09	29.42	0.81	0.02	0.14	12.04	3.50	0.46	98.15	63.6	33.5	2.9	Pl
DQW-41	3	50.75	0.06	30.82	0.57	0.00	0.10	13.16	2.86	0.29	98.61	70.5	27.7	1.9	Pl
	4	50.61	0.07	29.94	0.71	0.01	0.13	12.62	3.22	0.38	97.69	66.8	30.8	2.4	Pl

注：测试单位为东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室。

表 4 辉绿岩中斜长石的钾质环边电子探针分析结果(wt%)
Table 4 Chemical composition of potassium ring of plagioclase from the diabase(wt%)

样号	测点	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总量	An	Ab	Or	矿物成分
DQW-11	1	61.37	0.04	24.69	0.13	0.00	0.00	5.66	7.37	0.75	100.01	28.46	67.05	4.49	斜长石
	2	65.62	0.16	18.72	0.35	0.02	0.01	0.64	3.20	11.38	100.10	3.20	28.98	67.98	钾长石

注：测试单位为东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室。

上方或其附近的碱玄岩、粗面玄武岩区域，属于橄榄玄粗岩系列。除 DQW-42 外，其余样品均落入 Na₂O-K₂O 图解的钾质玄武岩系列范围(图 5b)。DQW-42 样品 SiO₂ 值相对较低(为 44%)，Na₂O 含量(2.84%)明显大于 K₂O(1.00%)，K₂O/Na₂O 比值仅为 0.35，数据投影于钠质岩石系列，与其它样品比较表现出一定的差异，与区域上发育的中新世超基性岩的岩石化学特征具有相似性，初步估计产生该样品例外现象可能是深部软流圈物质不均一混入所致。

综上所述，岩石学与主量元素特征一致表明：辉绿岩基本未遭受后期钾质流体交代作用，可以否

定辉绿岩的高钾含量是来自后期钾质流体交代所致的可能性，辉绿岩具有的高钾含量及相关岩石化学特征是源岩固有特征的反映，暗示新路盆地辉绿岩具有钾玄岩特征。

4.2 微量元素

辉绿岩稀土元素含量总体较高，主要介于(155.00~206.00)×10⁻⁶之间，平均值 160.69×10⁻⁶；LREE 明显富集，ΣLREE 含量主要介于(140.8~185.63)×10⁻⁶，平均值为 143.73×10⁻⁶，HREE 相对亏损，ΣHREE 含量范围为(13.87~20.37)×10⁻⁶，平均 16.96×10⁻⁶；ΣLREE/ΣHREE 比值范围为

表 5 新路盆地辉绿岩主量元素含量/%、微量元素含量/ 10^{-6} 分析结果
Table 5 Contens of Major/% and trace elements/ 10^{-6} elements of the diabase in Xinlu basin

样号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	Mg [#]	
DQW-12	辉绿岩	45.28	1.26	13.73	5.08	5.65	0.19	6.20	7.39	2.44	2.70	0.44	9.04	99.40	66.16	
DQW-41	辉绿岩	50.09	1.33	15.72	4.35	5.50	0.11	5.86	6.61	2.22	2.61	0.55	4.93	99.88	65.50	
DQW-42	辉绿岩	44.00	0.84	13.83	4.56	4.60	0.16	8.56	11.43	2.84	1.00	0.29	7.46	99.57	76.83	
DQW-43	辉绿岩	46.76	1.15	16.89	4.23	5.25	0.15	5.13	7.31	2.80	2.67	0.33	6.92	99.59	63.52	
样号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
DQW-12	辉绿岩	39.8	77.4	9.82	39.5	7.25	2.15	6.19	0.903	5.20	1.01	2.85	0.391	2.51	0.407	27.1
DQW-41	辉绿岩	43.0	81.8	10.4	40.7	7.46	2.27	6.63	0.884	5.16	1.06	2.98	0.404	2.83	0.423	27.1
DQW-42	辉绿岩	35.4	61.9	7.45	29.2	5.29	1.64	4.81	0.603	3.65	0.689	2.01	0.283	1.79	0.287	19.1
DQW-43	辉绿岩	14.8	29.4	4.26	18.6	3.88	1.55	3.79	0.577	3.64	0.795	2.19	0.332	2.20	0.350	19.2
样品号	岩性	Sr	Rb	Ba	Ta	Nb	Zr	Hf	U	Th	ΣREE	LREE	HREE	L/H	La _N /Yb _N	δEu
DQW-12	辉绿岩	377	108	498	0.858	16.7	360	9.18	1.40	4.23	195.38	175.92	19.46	9.04	10.72	0.96
DQW-41	辉绿岩	468	75.4	683	0.905	18.0	393	10.2	1.77	4.91	206.00	185.63	20.37	9.11	10.27	0.97
DQW-42	辉绿岩	470	23.4	831	0.246	4.31	156	4.56	3.22	11.8	155.00	140.88	14.12	9.98	13.36	0.98
DQW-43	辉绿岩	274	85.3	488	0.455	6.44	138	4.50	1.36	2.08	86.36	72.49	13.87	5.22	4.55	1.22

注：表中 $Mg^{\#} = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$, L/H 表示 LREE/HREE。

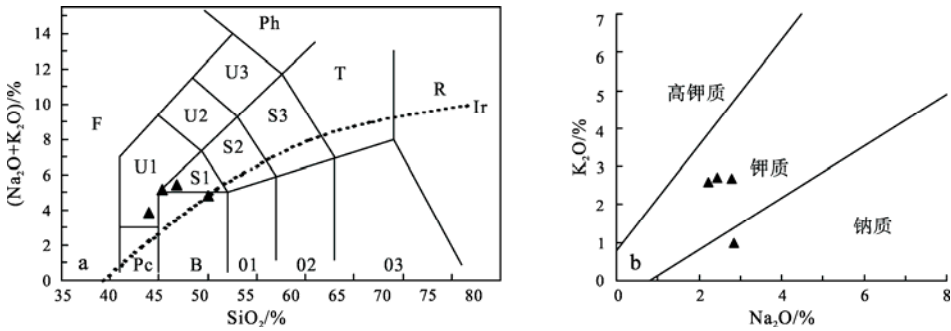


图 5 新路盆地辉绿岩(Na₂O+K₂O)-SiO₂(TAS)(a)与 Na₂O-K₂O(b)图解

Fig. 5 Diagram of (Na₂O + K₂O)- SiO₂(TAS)(a) and Na₂O-K₂O(b) for the diabase in Xinlu basin

Pc-苦杆玄武岩; B-玄武岩; 01-玄武安山岩; 02-安山岩; 03-英安岩; R-流纹岩; S1-粗面玄武岩; S2-玄武质粗面安山岩; S3-粗面安山岩; T-粗面岩, 粗面英安岩; F-副长石岩; U1-碱玄岩, 碧玄岩; U2-响岩质碱玄岩; U3-碱玄质响岩; Ph-响岩;

Ir-Irvine 分界线, 上方为碱性, 下方为亚碱性

Pc-picrite basalt; B-basalt; 01-basaltic andesite; 02-andesite; 03-dacite; R-rhyolite; S1-trachy basalt; S2-basaltic trachy andesite; S3-trachy andesite; T-trachyte, trachy dacite; F-felspathoidite; U1-tephrite, basanite; U2-phonolite tephrite; U3-tephritic phonolite; Ph-phonolite; Ir-Irvine boundary, upper for alkaline, lower for subalkaside

5.22~9.98, 平均 8.34; La_N/Yb_N 值介于 4.55~13.36 之间, 平均 9.73。虽然不同样品稀土元素特征值存在一定的变化域, 但各样品的球粒陨石标准化稀土元素配分模式表现出相似性, 配分曲线基本一致, 稀土分馏程度基本一致, 均体现为轻稀土元素富集且配分曲线较陡、重稀土元素相对亏损的平滑“右倾”型分布模式(图 6), 显示辉绿岩中轻重稀土元素之间分馏程度明显。La_N/Sm_N 值变化范围为 2.40~4.21, 平均 3.43; Gd_N/Yb_N 介于 1.40~2.18 之间, 平均为 1.87, 显示轻稀土元素之间的分馏程度较大, 重稀土元素分馏不明显, 而且随原子数增加分馏程度明显降低(曲线近于平坦)。研究业已表明, 在石榴子石中重稀

土元素由 Gd 至 Lu 的分配系数显著增高(Rollison, 1993)。辉绿岩重稀土元素之间分馏程度低, 配分曲线较为平坦, 反映了岩浆源区不存在石榴子石的分离结晶。各样品 δEu 值变化范围为 0.96~1.22, 平均值为 1.03, 基本不存在 Eu 异常或亏损, 反映辉绿岩岩浆演化作用过程不存在斜长石的分离结晶作用, 或源区熔融过程不存在斜长石残余。比较发现, 新路盆地辉绿岩的稀土元素特征值及相对应的配分曲线特征, 与洋中脊玄武岩稀土元素特征值及配分曲线型式表现出显著差异, 而与洋岛碱性玄武岩(OIB)相似。

地壳物质通常富集 LREE, 且 δEu 呈现亏损特

点。新路盆地辉绿岩 SiO_2 与 ΣLREE 之间无相关性, SiO_2 与 δEu 值之间呈现近乎水平的趋势性(图 7), 说明辉绿岩岩浆形成或上侵过程基本未遭受地壳物质的混染。在 $\text{La}/\text{Sm}-\text{La}$ 图解中(图 8), 数据投影点表现为正相关关系, 暗示辉绿岩形成主要受部分熔融作用制约。分异指数(DI)与 δEu 图解显示两者之间不存在相关性(图略), 也说明辉绿岩原始岩浆的分离结晶作用不明显。

辉绿岩微量元素蛛网图标准化曲线呈现左侧显著“隆起”而右侧相对“平缓”的特征, 显著富集大离子亲石元素和强不相容元素 K、Rb、Sr、Ba、Th 等(图 9), 高场强元素普遍高于洋中脊玄武岩(MORB 值), 显示出与洋岛玄武岩(OIB)相似性。样品中 K、Ti 几乎没有分异, 高场强元素 Ta、Nb 含量存在变化, 表现出弱的相对负异常, 暗示岩浆演化过程存在较弱的地壳物质的参与; 其余元素如 Zr、Hf、Sm 等无亏损, Ce 呈明显正异常, Ti、Y、Yb 呈

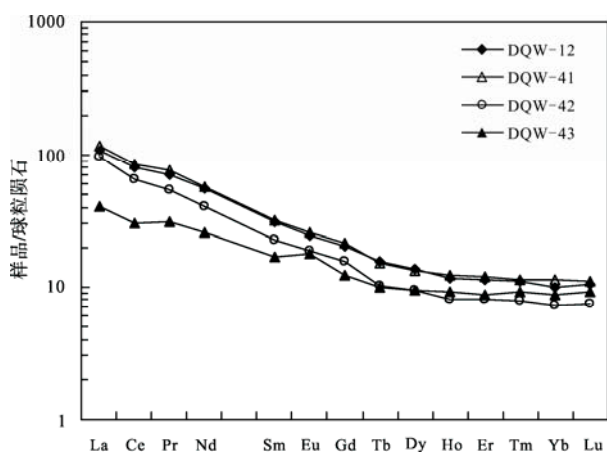


图 6 辉绿岩球粒陨石标准化分布型式图
(球粒陨石标准化数据据 Taylor et al., 1985)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of the diabase in Xinlu basin (Chondrite normalized values after Taylor et al., 1985)

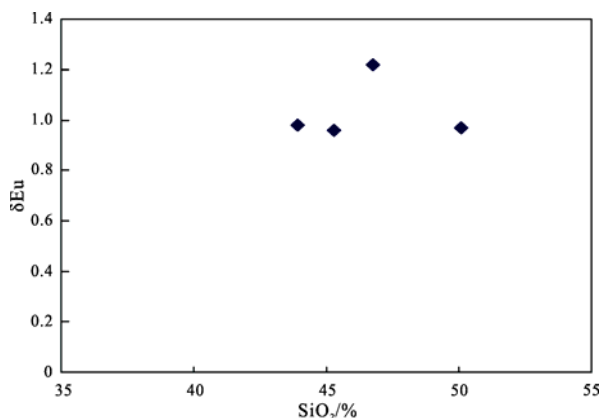


图 7 辉绿岩 SiO_2 - δEu 图解

Fig. 7 SiO_2 - δEu diagram of the diabase

现弱的相对负异常, 各样品之间几乎没有分异, 反映辉绿岩形成过程未受明显的地壳物质混染, 也未表现出被来自地壳流体交代作用的特征。P 在地幔中属于相容元素, 在地壳中是一个亏损元素, 如果岩浆演化过程遭受明显的地壳物质混染, 形成的岩石会呈现较为明显的 P 亏损现象。新路盆地辉绿岩 P 呈现基本无亏损, 一方面暗示岩浆演化过程没有遭受明显的地壳物质混染, 同时也表明辉绿岩岩浆在源区没有发生明显的磷灰石分离结晶作用, 结晶分异作用不是辉绿岩岩浆演化过程的主导机制。

综上所述, 地壳混染作用和结晶分异作用不是控制辉绿岩微量元素特征的主要因素, 新路盆地辉绿岩岩浆的形成与演化主要受部分熔融作用制约。

在 $\text{Ce}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$ 图解中(图 10), 辉绿岩投影点落在橄榄玄粗岩系列区域或其附近, 暗示辉绿岩具有钾玄岩特点。

4.3 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学

表 6 列出了辉绿岩 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb 同位素

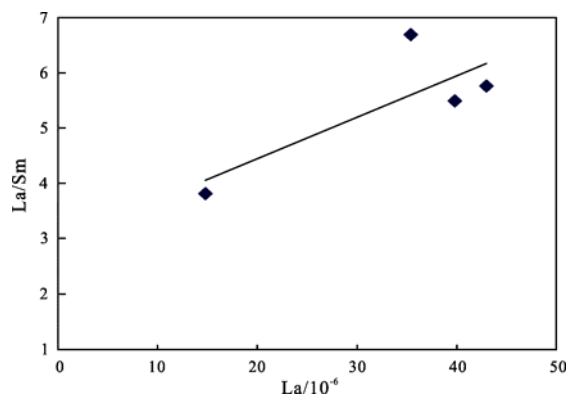


图 8 辉绿岩 $\text{La}-\text{La}/\text{Sm}$ 图解

Fig. 8 $\text{La}-\text{La}/\text{Sm}$ diagram of the diabase

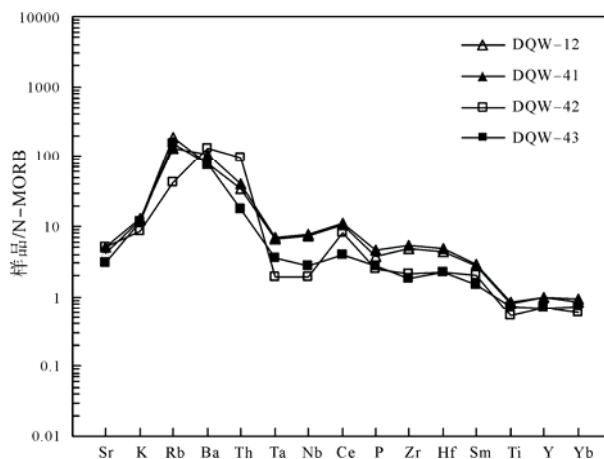


图 9 辉绿岩微量元素标准化蛛网图

(N-MORB 标准化数据据 Sun et al., 1989)

Fig. 9 Normalized spider diagram for the diabase (N-MORB normalized values after Sun et al., 1989)

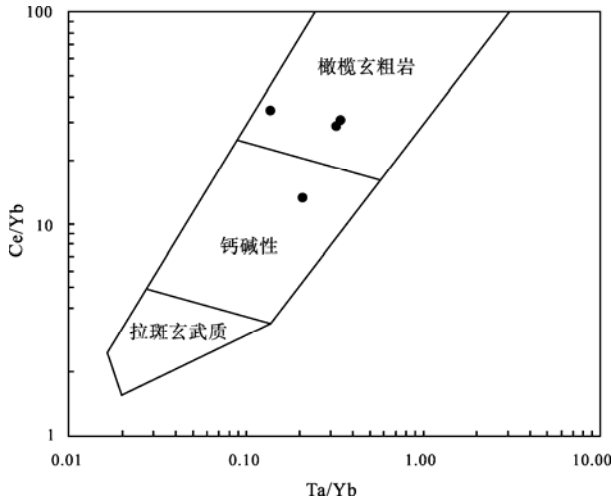


图 10 Ta/Yb-Ce/Yb 图解(据 Müller et al., 1995)
Fig. 10 Diagram of Ta/Yb-Ce/Yb for the diabase
(after Müller et al., 1995)

分析结果,同时也给出了基于辉绿岩成岩年龄(93 Ma)的 Isr 、 ΔSr 和 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 、 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 计算结果。

辉绿岩铈同位素初始值 (Isr) 介于 0.70707~0.70870 之间,平均为 0.70765。不同样品的铈同位素初始值变化不大,表明辉绿岩铈同位素较为均一。通常认为初始比值 Isr 与 $1/\text{Sr}$ 呈正相关特征是原始岩浆遭受地壳混染的重要证据之一(陈岳龙等, 2005)。各辉绿岩样品数据在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})-1/\text{Sr}$ 图解中投影点之间没有呈现出正相关分布(图略),而表现为离散分布状态,说明新路盆地辉绿岩在形成过程中,其原始岩浆未受到地壳物质的明显混染。

据 Zindler 等(1986)研究表明,亏损地幔(DM)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 0.7020~0.7024 之间,富集地幔(EMI)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值通常大于 0.710,而富集地幔(EMI)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值一般为 0.7045~0.7060。研究区辉绿岩的 Isr 值显著大于亏损地幔(DM)值,与高 μ 值地幔端元(HIMU)($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7026\sim 0.7030$)也存在较大差别,介于富集地幔(EMI)与富集地幔(EMI)值端元值之

间,暗示与辉绿岩对应的岩石圈地幔源区具有富集地幔特征。Dupal 同位素异常是判断地幔端元及富集地幔的主要特征之一,而 ΔSr 值 > 50 是判别 Dupal 同位素异常的重要边界条件之一(Zindler et al., 1986; Hart, 1988; 刑光福, 1997)。新路盆地辉绿岩的 ΔSr 值介于 70.73~87.04(表 6),均大于 50。该特征为辉绿岩来自富集地幔源区提供了一个重要佐证。

辉绿岩 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 介于 0.512338~0.512407,均值为 0.512395;不同样品之间变化区间较小,表明 Nd 同位素较为均一稳定。对比发现,研究区辉绿岩的上述初始比值范围显著小于亏损地幔(DM)值($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5131\sim 0.5133$)和高 μ 值地幔(HIMU)值(一般为 0.5128),而位于富集地幔(EMI+EMII)值域内($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值区间为 0.5124~0.5110)。新路盆地辉绿岩具有与富集地幔(EMI+EMII)相似的 Nd 同位素特征,说明辉绿岩源区性质及其成因可能与富集地幔具有重要的内在联系。辉绿岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值范围为 $-1.6 \sim -3.5$,平均值为 -2.4 。与洋中脊玄武岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值($+10\pm 1.5$)存在显著区别,同样显示出富集地幔源区性质。

基于新路盆地辉绿岩铀含量较低($1.32\times 10^{-6}\sim 3.22\times 10^{-6}$),且形成时代较为年轻,其全岩 Pb 同位素测定值可近似代表辉绿岩岩浆本身的初始 Pb 同位素组成。新路盆地辉绿岩 Pb 同位素组成特征如下:
 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.330\sim 38.740$,平均值 38.535,
 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.543\sim 15.594$,平均值 15.569,
 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.377\sim 18.555$,平均值 18.466,显示样品之间 Pb 同位素组成变化较小,且放射成因 Pb 相对富集。有研究表明,亏损地幔(DM)的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 约为 37.2~37.4, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 一般为 15.4, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 通常介于 17.2~17.7(Zindler et al., 1986; Rollison, 1993)。由此可见,新路盆地辉绿岩 Pb 同位素组成,特别是 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 要明显高于亏损

表 6 新路盆地辉绿岩 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Pb 同位素分析结果
Table 6 Rb-Sr, Sm-Nd and Pb isotope compositions of the diabase in Xinlu basin

样品号	岩性	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm/ 10^{-6}	Nd/ 10^{-6}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
DQW-12	辉绿岩	107	412	0.7504	0.709696	5.48	38.0	0.0873	0.512391		
DQW-42	辉绿岩	22	486	0.1309	0.707332	3.78	26.5	0.0862	0.512490		
DQW-43	辉绿岩	89.6	305	0.8495	0.708196	3.00	17.8	0.1015	0.512470		
样品号	岩性	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\Delta 7/4\text{Pb}$	$\Delta 8/4\text{Pb}$	年龄/Ma	Isr	$\triangle\text{Sr}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$
DQW-12	辉绿岩						93	0.70870	87.04	0.512338	-3.5
DQW-42	辉绿岩	38.740	15.594	18.555	9.2	68.0	93	0.70716	71.59	0.512439	-1.6
DQW-43	辉绿岩	38.330	15.543	18.377	6.0	48.5	93	0.70707	70.73	0.512407	-2.2

注:分析单位为核工业北京地质研究院分析测试中心。分析仪器为 ISOPROBE-T 热电离质谱仪,分析误差以 2σ 计。其中,
 $\Delta\text{Sr}=[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{样品}}-0.7]\times 10^4$; $\Delta 7/4\text{Pb}=[(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{样品}}-0.1084\times(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{样品}}-13.491]\times 100$; $\Delta 8/4\text{Pb}=[(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{样品}}-1.209\times(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{样品}}-15.627]\times 100$ 。

地幔(DM)的 Pb 同位素组成,与富集地幔 Pb 同位素组成($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 介于 16.5~19.5; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 通常大于 15.47)相似。

5 讨论

5.1 钾玄岩的厘定

钾玄岩(shoshonite)因岩石钾质高、形成深度大,对于研究壳-幔物质的相互作用和深部物质结构具有重要意义而引起地质界广泛重视。钾玄岩是一种根据化学成分确定的岩石类型,一般是指 $\omega(\text{K}_2\text{O}) + \omega(\text{Na}_2\text{O})$ 大于 5% 的玄武岩,通常具有高 $\omega(\text{K}_2\text{O})/\omega(\text{Na}_2\text{O})$ 比值($>0.6\sim1.0$)、贫 TiO_2 (多数小于 1.3%)、 Al_2O_3 含量高且变化范围大(多介于 14%~19% 之间),并强烈富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE)(付建明等, 2006; Morrison, 1980)。钾玄岩属广义的钙碱性系列和橄榄玄粗岩系列,橄榄玄粗岩系以高碱质(TAS 图上落在碱性玄武岩区)不同于亚碱性系列的岩石,而与碱性玄武岩系列相同;但又以富钾、低钛和无富铁趋势,并出现两种辉石(单斜辉石和斜方辉石)与碱性玄武岩系列相区别。

新路盆地辉绿岩 SiO_2 含量介于 44.00%~50.09%,具有富碱(平均 5.15%)、高 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值(平均 1.08)、低 TiO_2 (平均 1.15%)的特点, Al_2O_3 含量介于 13.73%~16.89%。在 TAS 图解中(图 5a),投影于碱性粗面玄武岩区,属于橄榄玄粗岩系列; $\text{Ce}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$ 图解显示辉绿岩落入橄榄玄粗岩系列区(图 10)。在 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图解(图 5b)中落入钾质玄武岩系列范围;在 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 图解中投影在钾玄岩系列区(图 11)。AFM 图解中(图 12),样品投影点均落在钙碱性区域(CA 区),未表现出岩石富铁趋势;矿物学研究显示辉绿岩存在单斜辉石和斜方辉石两个种属,斜长石为基性拉长石。此外,辉绿岩 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 比值为 5.22~9.98(平均 8.34), $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ 值介于 4.55~13.36 之间(平均 9.73),轻稀土元素富集明显,且显著富集大离子亲石元素和强不相容元素 K、Rb、Sr、Ba、Th 等,与钾玄岩的微量元素特征吻合。

综上所述,新路盆地辉绿岩符合钾玄岩的地球化学特征。然其能否归属钾玄岩,关键看辉绿岩的 K 是否为原始岩浆固有的。概括而言,下述三种途径可以导致岩石富钾特征:岩石形成之后受到钾质流体交代,或者是岩浆在形成过程中受到地壳物质的混染(Di Battistini et al., 2001),或者直接来源于富集地幔源区(Turner et al., 1996)。

前已述及,辉绿岩中基性斜长石外围常发育钾

长石镶边,说明辉绿岩岩浆熔体存在较高的钾含量。岩石遭受的蚀变主要为碳酸盐化、滑石化,少量绿泥石化、皂石化和帘石化,上述蚀变矿物均非含钾矿物,说明不存在成岩后钾质流体交代导致的钾增量事件,岩石钾含量是原始岩浆的固有特征。由此可排除辉绿岩高钾特征是在成岩之后遭受 K 流体交代所致可能性(第一种可能)。

玄武岩的镁值 $\text{Mg}^\#$ 是识别原生岩浆的一个重要标志。Frey 等(1978)提出原生玄武岩的 $\text{Mg}^\#$ 值主要集中于 64~73,邓晋福等(2004)认为原生玄武岩的 $\text{Mg}^\#$ 值为 65~75。新路盆地辉绿岩的 $\text{Mg}^\#$ 值介于 65.5~76.83,单矿物辉石 $\text{Mg}^\#$ 值为 70~84,显现出原生岩浆的特点。前文通过稀土和微量元素地球化学特征讨论,业已阐明研究区辉绿岩不存在明显的地壳物质混染。因而可以否定新路盆地辉绿岩的高

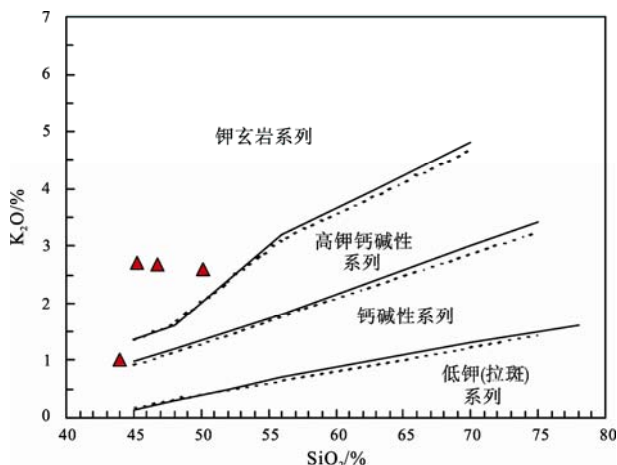


图 11 辉绿岩 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 图解
Fig. 11 Diagram of $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ for the diabase

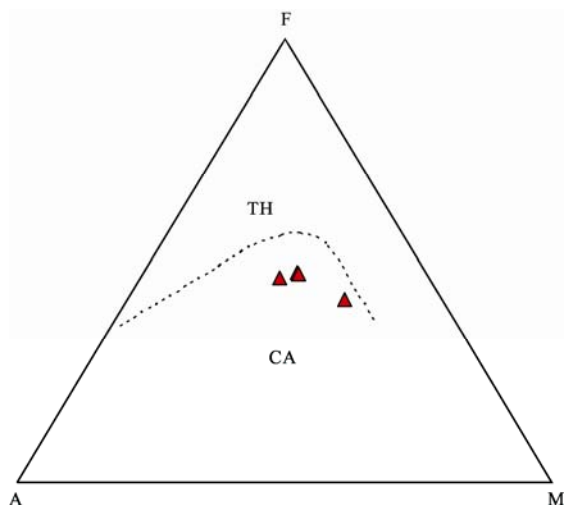


图 12 辉绿岩的 AFM 图解
Fig. 12 Diagram of AFM for the diabase

钾含量是第二种因素, 即地壳混染导致的可能性。

辉绿岩的 Isr 值介于富集地幔(EMII)与富集地幔(EMI)值端元值之间, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 值与 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值显示其源区性质与富集地幔具有内在联系。辉绿岩的 $\Delta 7/4\text{Pb} = 6.0 \sim 9.2$ 、 $\Delta 8/4\text{Pb} = 48.5 \sim 68.0$ 、 $\Delta \text{Sr} = 70.73 \sim 87.04$ (表 6), 完全符合 Hart(1984) 给出的 Dupal 异常 Pb 的边界条件, 表现为富集地幔特征。运用 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解 (图 13a) 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图解 (图 13b) 进行再检验, 显示辉绿岩投影点均落在富集地幔区 (EMII) 范围。

综上所述, 辉绿岩的稀土元素和微量元素组成及其 Pb、Sr、Nd 同位素地球化学特征, 共同指向一个认识, 即辉绿岩地球化学组成反映的是原始岩浆本身固有特征, 其来源与富集地幔源区相关, 可以将新路盆地辉绿岩厘定为钾玄岩。

5.2 地质意义

近来研究表明, 钾玄岩可出现在大陆弧、碰撞后弧、大洋弧和板内等环境, 也可形成于后碰撞环境和拉张环境(邓晋福等, 2004; 李毅等, 2006; 李献华等, 2006; 夏斌等, 2006), 对于区域构造演化和动力学机制的研究具有重要意义。

与岛弧环境有关的钾玄岩高度富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 显著亏损 Ta、Nb 和 Ti (Turner et al., 1996; 李献华等, 2001); 大洋板内钾玄岩具有典型的洋岛玄武岩的微量元素特征; 而大陆板内钾玄岩既有岛弧型微量元素特征, 也有 OIB 型微量元素特征。依据新路盆地钾玄岩具有的轻稀土元素富集型, Ta、Nb、Ti 等元素基本不存在明显亏损, 显著富

集大离子亲石元素和强不相容元素 K、Rb、Sr、Ba、Th 等, 其微量元素蛛网图与 OIB 型基本一致等特点, 可推测新路盆地辉绿岩形成于大陆板内构造环境。不同环境形成的钾玄岩的 TiO_2 含量往往存在明显区别(邓晋福等, 2004), 岛弧环境钾玄岩的 TiO_2 值一般接近于 0.77%, 形成于大陆裂谷环境的碱性玄武岩 TiO_2 值通常大于 2.2%, 而青藏大陆碰撞带钾玄岩的 TiO_2 值一般为 1.30%。研究区钾玄岩的 TiO_2 值为 0.84% ~ 1.33%, 明显高于岛弧钾玄岩、低于大陆裂谷碱性玄武岩的 TiO_2 值, 而与青藏高原钾玄岩的 TiO_2 值相近, 喻示其形成环境可能具有大陆板内碰撞造山带特点。

地球化学图解是判别岩石形成构造环境常用方法之一。 TiO_2 - K_2O - P_2O_5 图解 (图 14a) 显示, 新路盆地钾玄岩投影于大陆环境区; 在 FeO_t - MgO - Al_2O_3 图解 (图 14b) 中, 钾玄岩主要落在造山带或大陆环境。在 Zr/Y - Zr 图解 (图 15a) 和 TiO_2 - Y/Nb 联合图解中 (图 15b), 所有投影点均远离洋中脊玄武岩 (MORB) 区和岛弧玄武岩区, 落于板内玄武岩区。此外, 新路盆地钾玄岩 Hf/Th 比值介于 2.08 ~ 2.17 之间 (平均 2.14), 与 Cordie (1989) 提出的板内玄武岩特征值类似; Th/Ta 和 Ta/Hf 比值分别介于 4.57 ~ 47.97、0.09 ~ 0.10 之间, 也与汪云亮等 (2001) 提出的大陆板内玄武岩的值 (分别为 >1.6 和 >0.1) 相一致。

区域地质研究表明, 新路地区所处的扬子地块与南部的华夏地块最早在早元古代 (约 800 Ma) 就已拼贴联合成古陆。震旦纪之后, 区域上经历了加里东运动、海西运动和印支运动等多次造山作用和两块体之间的地壳拉张作用, 总体表现为陆内两大块体间构造运动

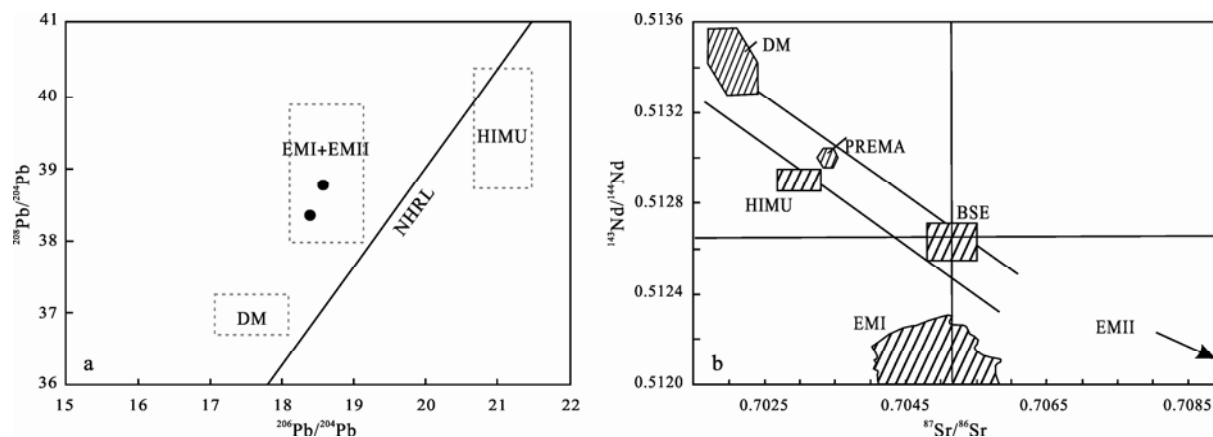


图 13 新路盆地辉绿岩 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a)和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (b)图解 (据 Zindler et al., 1986)
Fig. 13 Diagram of $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (b) for the diabase in Xinlu basin (after Zindler et al., 1986)

NHRL-北半球参照线; DM-亏损地幔; HIMU-高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 型地幔; EMI 和 EMII-富集型地幔; BSE-原始未分异地幔; PREMA-常规地幔
NHRL-northern hemisphere reference line; DM-depleted mantle; HIMU-high $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ type mantle; EMI and EMII-enriched mantle; BSE-bulk silicate earth; PREMA-prevalent mantle

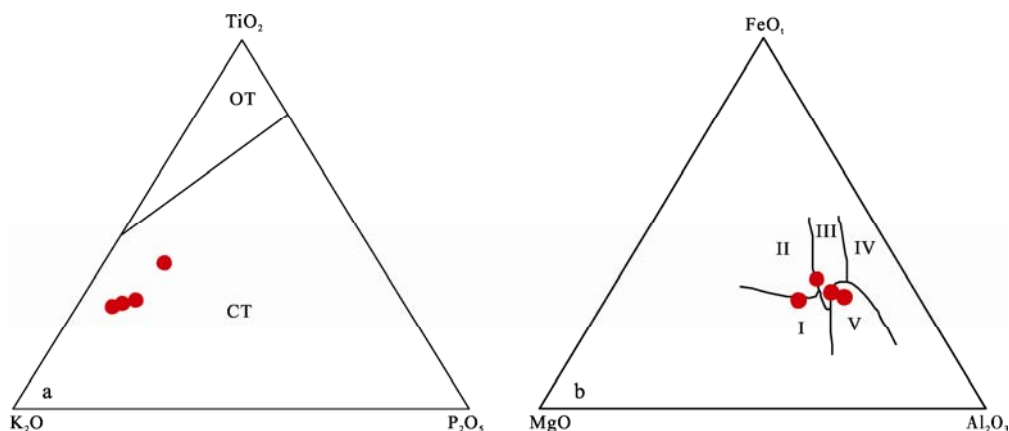


图 14 辉绿岩 $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ (a) 和 $\text{FeO}_1\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$ (b) 图解

Fig. 14 Diagram of $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ (a) and $\text{FeO}_1\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$ (b) for the diabase in Xinlu basin

OT-大洋的; CT-大陆的; I-洋中脊或洋岛; II-大洋岛; III-大陆; IV-扩张洋中岛; V-造山带

OT-oceanic territory; CT-continental territory; I-mid ocean ridge or ocean island; II-ocean island;

III-continent; IV-expansion ocean island; V-orogenic belt

特点。虽然不同学者对于两个块体间拼贴固结成为统一陆块的时代尚存在争议,但有一点是一致的,即在中三叠世末期的印支运动之后,华东南地区结束海相沉积历史,华夏地块和扬子地块已完全拼贴成为一体,进入陆内演化阶段。可见,地质研究与地球化学研究得到的认识是相互吻合的,表明新路盆地钾玄岩形成的构造环境为大陆板内环境。

Meen(1987)根据熔融试验得出结论,钾玄质系列火山岩是在高压条件下(约 40 km 的莫霍面处)的产物。Condie(1982)基于 $K_{60}(\omega(\text{SiO}_2)=60\%)$ 时的 K_2O 含量)与地壳厚度的依赖关系,提出形成钾玄岩的地壳厚度大于 67 km,高钾钙碱性系列岩石对应的地壳厚度 40~67 km。青藏高原碰撞造山带钾玄岩对应的地壳厚度为 70~80 km。新路盆地钾玄岩(93 Ma)的存在,喻示新路地区在晚白垩世之前存在加厚地壳(约大于 40~67 km)。基于钾玄岩侵入之前的

40 Ma 内,新路地区发育了大规模的岩浆活动,形成了高钾钙碱性酸性火山岩系列,钾玄岩侵入之后,新路地区岩浆作用趋于沉寂的地质事实,结合研究区现今莫霍面埋深约 27~32 km 的认识,作出如下推断:早白垩世以来,新路地区存在强烈的地幔物质持续上涌及壳幔作用,诱发深部壳源物质熔融和火山作用,并致使岩石圈发生明显的减薄作用;新路盆地钾玄岩形成与陆内扬子地块和华夏地块之间的碰撞造山带的后碰撞期热点活动环境有关,发育于岩石圈大规模减薄的末期,钾玄岩基本限定了新路地区岩石圈大规模减薄的时限。

新路盆地是华东南地区重要产铀盆地之一,其中岩浆作用集中于 135~93 Ma 之间,铀成矿时代约为 75 Ma。可见,新路盆地岩浆作用期与富集地幔相关的热点活动环境及其岩石圈减薄过程对应,而铀成矿作用滞后于赋矿围岩火山岩和钾玄岩成岩时代,

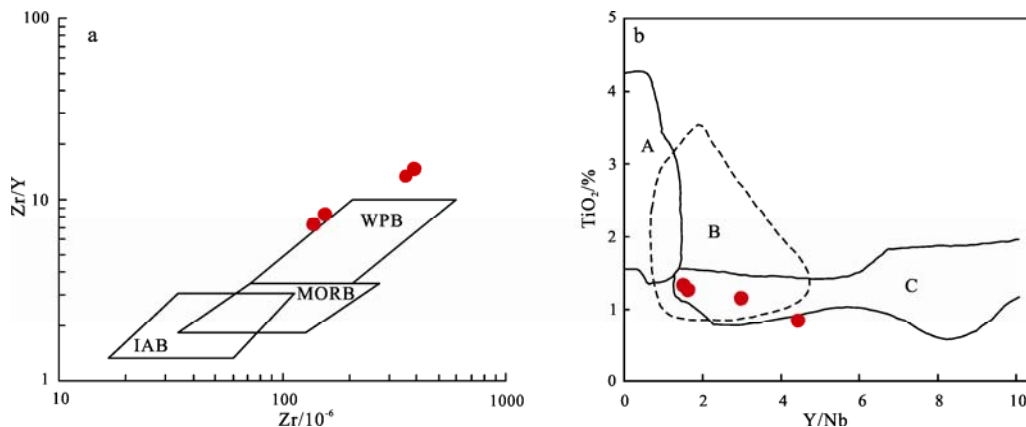


图 15 辉绿岩 Zr/Y-Zr (a) 和 $\text{TiO}_2\text{-Y/Nb}$ (b) 图解

Fig. 15 Diagram of Zr/Y-Zr (a) and $\text{TiO}_2\text{-Y/Nb}$ (b) for the diabase

IAB-火山弧玄武岩; MORB-洋中脊玄武岩; WPB-板内玄武岩; A-碱性玄武岩; B-板内玄武岩; C-洋中脊玄武岩

IAB-island arc basalt; MORB-mid ocean ridge basalt; WPB-intraplate basalt; A-alkaline basalt; B-intraplate basalt; C-mid ocean ridge basalt

与岩石圈减薄作用晚期相吻合。这种对应关系或许给出如下启示: 后碰撞环境发育的与热点活动相关的岩石圈减薄动力学演化过程及其壳幔作用源区对火山岩型铀成矿具有重要的制约作用, 可能是火山岩型铀成矿作用的驱动源。该认识在一定程度上解释了“火山岩型铀成矿作用, 实际上与幔源物质参与密切相关”之成因机理。

6 结论

新路盆地辉绿岩属钾玄岩, 成岩时代为 (93 ± 3) Ma, 其成岩环境与碰撞造山带的后碰撞期热点活动相关。自早白垩世以来, 新路地区存在强烈的地幔物质持续上涌及壳幔作用, 岩石圈发生了大规模减薄作用; 钾玄岩侵位年龄基本限定了新路地区岩石圈大规模减薄的时限。推测热点活动导致岩石圈减薄的动力学演化过程及其壳幔作用源区可能对火山岩型铀成矿起着重要的制约作用。

参考文献:

- 陈岳龙, 杨忠芳, 赵志丹. 2005. 同位素地质年代学与地球化学[M]. 北京: 地质出版社: 262-271, 320-356.
- 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 莫宣学, 于炳松, 赖兴运. 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社: 11-20.
- 范洪海, 凌洪飞, 王德滋, 沈渭洲, 刘昌实, 姜耀辉. 2001. 江西相山铀矿田成矿物质来源的 Nd、Sr、Pb 同位素证据[J]. 高校地质学报, 7(2): 139-144.
- 付建明, 谢才富, 彭松柏, 杨晓君, 梅玉萍. 2006. 湖南骑田岭花岗岩及其暗色微粒包体的地球化学与壳幔岩浆的混合作用[J]. 地球学报, 27(6): 557-569.
- 黄世杰. 2006. 略谈深源铀成矿与深部找矿问题[J]. 铀矿地质, 22(2): 70-75.
- 李献华, 周汉文, 刘颖, 李寄嶠, 陈正宏, 于津生, 桂训唐. 2001. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和 Sr-Nd 同位素[J]. 地球化学, 14(1): 57-65.
- 李毅, 吴泰然, 罗红玲, 赵磊. 2006. 内蒙古四子王旗早白垩世钾玄岩的地球化学特征及其形成构造环境[J]. 岩石学报, 22(11): 2791-2800.
- 李兆霖, 权恒, 李之彤. 2003. 中国东部中、新生代火成岩及其深部过程[M]. 北京: 地质出版社: 220-286.
- 李子颖. 2006. 华南热点铀成矿作用[J]. 铀矿地质, 22(2): 65-69.
- 毛建仁, 陶奎元, 邢光福, 杨祝良, 赵宇. 1999. 中国东南大陆边缘新生代地幔柱活动的岩石学记录[J]. 地球学报, 20(3): 253-257.
- 莫宣学, 赵志丹, DEPAOLO D J, 周肃, 董国臣. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr、Nd 同位素证据[J]. 岩石学报, 22(4): 795-803.
- 汤其韬. 2000. 浙江铀矿床主要地质特征及成矿模式[J]. 铀矿地质, 16(2): 91-98.
- 汪杨, 邓晋福, 姬广义. 2004. 长江中下游地区早白垩世埃达克质岩的大地构造背景及其成矿意义[J]. 岩石学报, 20(2): 397-314.
- 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 2001. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别[J]. 岩石学报, 17(3): 413-421.
- 王登红, 陈毓川, 徐志刚, 陈郑辉, 沈保丰, 汤中立, 裴荣富. 2011. 成矿体系的研究进展及其在成矿预测中的应用[J]. 地球学报, 32(4): 385-395.
- 王强, 赵振华, 许继峰, 李献华, 熊小林, 包志伟, 刘义茂. 2002. 扬子地块东部燕山期埃达克质岩与成矿[J]. 中国科学(D 辑), 32(S1): 127-136.
- 王正其, 李子颖, 吴烈勤, 陈国胜. 2010. 幔源铀成矿作用的地球化学证据: 以下庄小水“交点型”铀矿床为例[J]. 铀矿地质, 26(1): 24-34.
- 王正其, 李子颖. 2007. 幔源铀成矿作用探讨[J]. 地质论评, 53(5): 608-614.
- 夏斌, 林清茶, 张玉泉. 2006. 青藏高原东部新生代钾质碱性系列岩石地球化学特征: 岩石成因及其地质意义[J]. 地质学报, 80(8): 1189-1195.
- 谢桂青, 胡瑞忠, 赵军红, 蒋国豪. 2001. 中国东南部地幔柱及其与中生代大规模成矿关系初探[J]. 大地构造与成矿学, 25(2): 179-186.
- 邢光福. 1997. Dupal 同位素异常的概念、成因及其地质意义[J]. 火山地质与矿产, 18(4): 281-290.
- 徐步台, 俞云文. 1997. 浙江中生代火山岩同位素年龄及地层时代归属[J]. 地球学报, 18(S1): 117-119.
- 许志琴, 李廷栋, 嵇少丞, 王宗起, 张泽明. 2008. 大陆动力学的过去、现在和未来: 理论与应用[J]. 岩石学报, 24(7): 1433-1444.
- 闫峻, 安亚军, 陈江峰. 2011. 中国东部中-新生代基性岩的同位素特征: 源区性质及深部过程[J]. 地质论评, 57(4): 532-540.
- 翟裕生. 2004. 地球系统科学与成矿学研究[J]. 地学前缘, 11(1): 1-10.
- 章邦桐, 张祖还, 沈渭洲. 1993. 华南东部陆壳演化与铀成矿作用[M]. 北京: 原子能出版社: 16-34, 117-134.
- 周新民, 李武显. 2000. 中国东南部晚中生代火成岩成因: 岩石圈消减和玄武岩底侵相结合的模式[J]. 自然科学进展, 10(3): 240-246.
- 周宇章, 邢光福, 杨祝良, 沈加林, 陈荣, 包超民, 魏乃颐. 2006. 浙江诸暨新元古代后造山铝质 A 型花岗岩的厘定[J]. 地球学报, 27(2): 107-113.
- 朱桂田, 徐文忻, 李衡, 朱文凤. 2005. 广西古袍金矿区花岗斑岩侵入期后多期热液成矿作用的 Ar-Ar 年龄证据[J]. 地球学报, 26(S1): 156-159.

References:

- CHABIRON A, ALYOSHIN A P, CUNEY M, DELOULE E, GOLUBEV V N, VELITCHKIN V I, POTY B. 2001. Geochemistry of the rhyolitic magmas from the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia): a melt inclusion study[J]. *Chemical Geology*, 175(3-4): 273-290.
- CHABIRON A, CUNEY M, POTY B. 2003. Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia)[J]. *Mineralium Deposita*, 38(2): 127-140.
- CHEN Yue-long, YANG Zhong-fang, ZHAO Zhi-dan. 2005. *Isotopic Geochronology and Geochemistry*[M]. Beijing: Geological Publishing House: 262-271, 320-356(in Chinese).
- CONDIE K C. 1982. Plate tectonics and crustal evolution[M]. New York: Pergamon: 215-310.
- CORDIE K C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance[J]. *Lithos*, 23(1-2): 1-18.
- DENG Jin-fu, LUO Zhao-hua, SU Shang-guo, MO Xuan-xue, YU Bing-song, LAI Xing-yun. 2004. Petrogenesis, tectonic setting and metallogenesis[M]. Beijing: Geological Publishing House: 11-20(in Chinese).
- DI BATTISTINI G, MONTANINI A, VERNIA L, ENTURELLIA V G, TONARINI S. 2001. Petrology of Melilite-Bearing Rocks from the Montefiascone Volcanic Complex (Roman Magmatic Province): New Insights into the Ultrapotassic Volcanism of Central Italy[J]. *Lithos*, 59(1-2): 1-24.
- FAN Hong-hai, LING Hong-fei, WANG De-zi, SHEN Wei-zhou, LIU Chang-shi, JIANG Yao-hui. 2001. Ore-forming material sources for Xiangshan uranium ore-field in Jiangxi Province: Evidence from Nd-Sr-Pb Isotopes[J]. *Geological Journal of China Universities*, 7(2): 139-144(in Chinese with English abstract).
- FREY F A, GREEN D H, ROY S D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data[J]. *Journal of Petrology*, 19(3): 463-513.
- FU Jian-ming, XIE Cai-fu, PENG Song-bai, YANG Xiao-jun, MEI Yu-ping. 2006. Geochemistry and Crust-Mantle Magmatic Mixing of the Qitianling Granites and Their Dark Microgranular Enclaves in Hunan Province[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 27(6): 557-569(in Chinese with English abstract).
- HART S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle[J]. *Nature*, 309(5971): 753-757.
- HART S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 273-296.
- HU Rui-zhong, BURNAD P G, BI Xian-wu, ZHOU Mei-fu, PENG Jian-tang, SU Wen-chao, ZHAO Jun-hong. 2009. Mantle-derived gaseous components in ore-forming fluids of the Xiangshan uranium deposit, Jiangxi province, China: Evidence from He, Ar and C isotopes[J]. *Chemical Geology*, 266(1-2): 86-95.
- HUANG Shi-jie. 2006. Preliminary discussion on deep-sourced uranium metallogenesis and deep prospecting[J]. *Uranium Geology*, 22(2): 70-75(in Chinese with English abstract).
- JIANG Yao-hui, JIANG Shao-yong, LING Hong-fei, ZHOU Xun-ruo, RUI Xing-jiang, YANG Wan-zhi. 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the Western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern, China: implications for granitoid geneses[J]. *Lithos*, 63(3-4): 165-187.
- JIANG Yao-hui, LING Hong-fei, JIANG Shao-yong, SHEN Wei-zhou, FAN Hong-hai, NI Pei. 2006. Trace element and Sr-Nd isotope geochemistry of fluorite from the Xiangshan uranium deposit southeast China[J]. *Economic Geology*, 101(8): 1613-1622.
- LI Xian-hua, ZHOU Han-wen, LIU Ying, LEE Chi-yu, CHEN Zheng-hong, YU Jin-sheng, GUI Xun-tang. 2001. Mesozoic shoshonitic intrusives in the Yangchun basin, Western Guangdong, and their tectonic significance: II. Trace elements and Sr-Nd isotopes[J]. *Geochimica*, 14(1): 57-65(in Chinese with English abstract).
- LI Yi, WU Tai-ran, LUO Hong-ling, ZHAO Lei. 2006. Geochemistry and tectonic setting of the early Cretaceous shoshonite of Siziwangqi area, Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(11): 2791-2800(in Chinese with English abstract).
- LI Zhao-nai, QUAN Hen, LI Zhi-tong. 2003. Meso-Cenozoic volcanic rocks and their deep process in Eastern China[M]. Beijing: Geological Publishing House: 220-286(in Chinese).
- LI Zi-ying. 2006. Hotspot uranium metallogenesis in south China[J]. *Uranium Geology*, 22(2): 65-69(in Chinese with English abstract).
- MAO Jian-ren, TAO Kui-yuan, XING Guang-fu, YANG Zhu-liang, ZHAO Yu. 1999. Petrological Records of the Mesozoic-Cenozoic Mantle Plume Tectonics in Epicontinental Area of Southeast China[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 20(3): 253-257(in Chinese with English abstract).
- MEEN J K. 1987. Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(3): 333-351.
- MO Xuan-xue, ZHAO Zhi-dan, DEPAOLO D J, ZHOU Su, DONG Guo-chen. 2006. Three types of collisional and post-collisional magmatism in the Lhasa block, Tibet and implications for India intra-continental subduction and mineralization: evidence from Sr-Nd isotopes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 795-803(in Chinese with English abstract).
- MORRISON G W. 1980. Characteristics and Tectonic Setting of the Shoshonite Rock Association[J]. *Lithos*, 13(1): 97-108.
- MÜLLER D, GROVES D I. 1995. Potassic igneous rocks and asso-

- ciated Gold-Copper mineralization[M]. Berlin: Springer Verlag: 136-144.
- ROLLISON H R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation[M]. Essex: Longman Scientific & Technical Limited: 179-205.
- SUN S S, MCDONOUGH W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]/SAUNDERS A D, NORRY N J. Magmatism in ocean basins. London: Geological Society Publication, 42: 313-345.
- TANG Qi-tao. 2000. Main Geologic characteristics and metallogenic models of uranium deposits in Zhejiang[J]. Uranium Geology, 16(2): 91-98(in Chinese with English abstract).
- TAYLOR S R, MCLENNAN S M. 1985. The Continental crust: its composition and evolution[J]. Oxford: Blackwell Scientific Publication: 312.
- TURNER S, ARNAUD N, LIU J, ROGERS N, HAWKESWORTH C, HARRIS N, KELLEY S, VAN CALSTEREN P, DENG W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[J]. Journal of Petrology, 37(1): 45-71.
- WANG Deng-hong, CHEN Yu-chuan, XU Zhi-gang, CHEN Zheng-hui, SHEN Bao-feng, TANG Zhong-li, PEI Rong-fu. 2011. Advance in the Study of Mineralization System and Its Application to Assessment of Mineral Resources[J]. Acta Geoscientica Sinica, 32(4): 385-395(in Chinese with English abstract).
- WANG Qiang, ZHAO Zhen-hua, XU Ji-feng, LI Xian-hua, XIONG Xiao-lin, BAO Zhi-wei, LIU Yi-mao. 2002. Yanshanian adakite-like rocks and metallization in the eastern part of Yangtze Block[J]. Science in China (Series D), 32(S1): 127-136(in Chinese).
- WANG Yang, DENG Jin-fu, JI Guang-yi. 2004. A perspective on the geotectonic setting of early Cretaceous adakite-like rocks in the Lower Reaches of Yangtze River and its significance for copper-gold mineralization[J]. Acta Petrologica Sinica, 20(2): 297-314(in Chinese with English abstract).
- WANG Yun-liang, ZHANG Cheng-jiang, XIU Shu-zhi. 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts[J]. Acta Petrologica Sinica, 17(3): 413-421(in Chinese with English abstract).
- WANG Zheng-qi, LI Zi-ying, WU Lie-qin, CHEN Guo-sheng. 2010. Geochemical evidences for mantle-derived uranium metallogenesis: A case study of Xiaoshui intersection-type uranium deposit in Xiazhuang area[J]. Uranium Geology, 26(1): 24-34(in Chinese with English abstract).
- WANG Zheng-qi, LI Zi-ying. 2007. Discussion on mantle-derived uranium mineralization[J]. Geological Review, 53(5): 608-614(in Chinese with English abstract).
- XIA Bin, LIN Qing-cha, ZHANG Yu-quan. 2006. Qinghai-Tibet Plateau and its genesis and geological implications[J]. Acta Geologica Sinica, 80(8): 1189-1195(in Chinese with English abstract).
- XIE Gui-qing, HU Rui-zhong, ZHAO Jun-hong, JIANG Guo-hao. 2001. Mantle plume and the relationship between it and Mesozoic large-Scale metallogenesis in Southeastern China: A Preliminary discussion[J]. Geotectonica et Metallogenia, 25(2): 179-186(in Chinese with English abstract).
- XING Guang-fu. 1997. The Dupal isotope anomaly: Its concept, character, genesis and geological significance[J]. Volcanology & Mineral Resources, 18(4): 281-290(in Chinese with English abstract).
- XU Bu-tai, YU Yun-wen. 1997. The Isotopic Ages of Mesozoic Volcanic Rock in Zhejiang and Their Geological Time[J]. Acta Geoscientica Sinica, 18(S1): 117-119(in Chinese with English abstract).
- XU Zhi-qin, LI Ting-dong, JI Shao-cheng, WANG Zong-qi, ZHANG Ze-ming. 2008. Advances and perspectives of continental dynamics: Theory and application[J]. Acta Petrologica Sinica, 24(7): 1433-1444(in Chinese with English abstract).
- YAN Jun, AN Ya-jun, CHEN Jiang-feng. 2011. Isotopic characteristics of the Mesozoic to Cenozoic basic rocks from Eastern China: Character of magmatic source and deep processes[J]. Geological Review, 57(4): 532-540(in Chinese with English abstract).
- ZHAI Yu-sheng. 2004. Earth system sciences and the study on metallogenesis[J]. Earth Science Frontiers, 11(1): 1-10(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Bang-tong, ZHANG Zu-huan, SHEN Wei-zhou. 1993. The Evolution of Continental Crust and uranium metallization in Southeastern China[M]. Beijing: Atomic Energy Press: 16-34, 117-134(in Chinese).
- ZHOU Xin-min, LI Wu-xian. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: the model of lithosphere subduction and underplating of mafic magma[J]. Progress in Nature Sciences, 10(3): 240-246(in Chinese with English abstract).
- ZHOU Yu-zhang, XING Guang-fu, YANG Zhu-liang, SHEN Jia-lin, CHEN Rong, BAO Chao-min, WEI Nai-yi. 2006. Recognition of Neoproterozoic Post-Orogenic Aluminous A-type Granite in Zhuji, Zhejiang Province[J]. Acta Geoscientica Sinica, 27(2): 107-113(in Chinese with English abstract).
- ZHU Gui-tian, XU Wen-xin, LI Heng, ZHU Wen-feng. 2005. Isotopic Evidence for Multi-stage Ore-forming Processes after the Intrusion of Granite Porphyry in the Gupao Gold Ore District, Guangxi[J]. Acta Geoscientica Sinica, 26(S1): 156-159(in Chinese with English abstract).
- ZINDLER A, HART S R. 1986. Chemical Geodynamics[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14: 493-571.