

# 扬子地台北缘白勉峡组和三湾组火山岩形成构造环境及岩石成因的地球化学约束

徐学义<sup>1)</sup>, 陈隽璐<sup>1)</sup>, 李向民<sup>1)</sup>, 马中平<sup>1)</sup>, 王洪亮<sup>1)</sup>, 李平<sup>2)</sup>, 李婷<sup>2)</sup>

1) 中国地质调查局西安地质调查中心(西安地质矿产研究所), 西安, 710054;

2) 长安大学资源学院, 西安, 710069

**内容提要:**依据中基性火山岩主量和微量元素地球化学特征的差异,白勉峡组可分两部分,一部分火山岩  $\text{TiO}_2$  大于 1%,变质程度较高,主要分布在下段;另一部分火山岩  $\text{TiO}_2$  小于 1%,变质程度较浅,主要分布在上段。下段火山岩属拉斑玄武岩系列,上段主体属钙碱系列,稀土总量高 ( $\text{REE} = 83.4 \sim 180.8 \mu\text{g/g}$ ),轻重稀土分异较低 ( $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.17 \sim 5.85$ ),有弱的 Eu 负异常 ( $\text{Eu} = 0.79 \sim 1.01$ ),微量元素原始地幔蛛网图显示有弱的 Nb、Ta 亏损,具有板内火山岩的地球化学特点,形成于板内裂谷环境。上段火山岩稀土总量低 ( $\text{REE} = 40.3 \sim 82.4 \mu\text{g/g}$ ),轻重稀土分异较高 ( $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.3 \sim 7.6$ ),无 Eu 负异常 ( $\text{Eu} = 0.90 \sim 1.11$ ),微量元素原始地幔蛛网图发育明显的 Nb-Ta 槽和 Zr-Hf 槽, Ti、Sr 发育较强的低谷,具有典型岛弧玄武岩的地球化学特点,形成于岛弧或大陆边缘弧环境。三湾组玄武岩和安山岩稀土元素分配型式呈 LREE 亏损的左倾型或呈近平坦型,类似于 N-MORB,明显不同于白勉峡组,岩石组合和地球化学特点类似于弧后盆地火山岩。火山岩及相关侵入岩 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年及元素及 Sr-Nd 同位素地球化学研究揭示,白勉峡组下段火山岩形成时代可能为 1144Ma,其源区为与洋岛玄武岩类似的软流圈地幔源区,部分熔融发生在石榴子石-二辉橄榄岩稳定区,岩浆在演化过程中经历了一定分离结晶作用(分离结晶矿物为斜长石+单斜辉石)和地壳混染作用。白勉峡组上段火山岩形成时代可能为 437Ma,有可能跨到晚古生代,其源区为受俯冲作用改造的富集地幔区,部分熔融亦发生于石榴子石-二辉橄榄岩稳定区。三湾组中基性火山岩源于 N-MORB 近似的亏损地幔源区。白勉峡组下段代表中元古代末板内拉张事件的地质记录,白勉峡组上段和三湾组目前的火山岩样品可能代表了古生代同一洋陆转化的地质记录。

**关键词:** 白勉峡组和三湾组;构造环境及岩石成因;LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年;岩石地球化学;扬子地台北缘

白勉峡组和三湾组分布于扬子地台北缘西乡县白勉峡—茶镇—白龙塘一带,主要由一套变质火山沉积岩组成,部分学者将其作为西乡群的下部组成部分,即将西乡群由下至上划分为白勉峡组、三湾组、孙家河组、三郎铺组和大石沟组;另有部分学者将其归为三花石群,即三花石群由白勉峡组、三湾组和三花石组构成。不论如何划归,白勉峡组和三湾组作为扬子地台北缘独特的一套建造组合一直是南秦岭地区研究的热点之一。20 世纪 70 年代以来,随着地质理论和研究技术方法的进步,不同学者对白勉峡组和三湾组的建造组合、形成时代、构造环境和岩石成因等进行了多轮研究,获得了重要进展,但也存在重要分歧。主要分歧之一是关于白勉峡组和三湾组的形成时代。1960 年以前多认为形成于太古宙(陕西省区域地质志, 1989),1960 年以后随着调查研究的深入

和同位素测年的深入,多认为属中—新元古代,并以属新元古代居多(陶洪祥等,1982;夏林圻等,1996;凌文黎,1996;凌文黎等,2002;张宗清,2002)。王宗起等(2007)在西乡县茶镇白勉峡组灰绿色粉砂质板岩中,发现了时代属晚泥盆世或中—晚泥盆世的微古化石(古孢子和放射虫),使得西乡群原岩形成时代和西乡群内部物质组成研究又增加了新的疑问。白勉峡组和三湾组形成的构造环境与西乡群形成构造环境研究一样,目前有岛弧(陶洪祥等,1993;凌文黎等,1996;赖绍聪等,2001;王宗起等,2007)、裂谷(张国伟等,1988;徐学义等,2001)和大陆溢流火山岩(夏林圻等,1996)等认识。显然,白勉峡组和三湾组的形成时代和大地构造归属仍然需要进行深入研究。

白勉峡组和三湾组目前呈一长条状断块产出,变形十分强烈,内部断裂发育。其形成时代、建造组

注:本文为“十一五”国家科技支撑课题(编号 2006BAB01A11)和国土资源大调查项目(编号 1212010611804,1212010610319)资助的成果。

收稿日期:2009-02-15;改回日期:2009-09-11;责任编辑:郝梓国。

作者简介:徐学义,男,1966 年生。研究员。主要从事岩石地球化学及火山岩浆学研究。Email: xuxueyi1030@163.com。

合、构造环境及岩石成因研究对揭示秦岭造山带中新元古代乃至古生代构造演化及其形成的地球动力学机制具有重要意义。本文将对前人发表的白勉峡组和三湾组系统配套的元素和同位素地球化学数据进行综合研究,结合分析作者最新获得的白勉峡火山岩及汉南杂岩 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄,为探讨白勉峡组和三湾组的形成时代、建造组合及构造环境和岩石成因提供有效的约束。

## 1 区域地质概况

目前界定的西乡群和三花石群位于扬子地块西北缘向北突出的米仓山系,其北缘紧邻南秦岭造山带,东、西两侧分别为龙门山和大巴山推覆构造带。米仓山地区基本地质单元包括新太古代—古元古代后河岩群、中新元古代火地垭群、三花石群和新元古代西乡群、震旦纪和显生宙沉积岩系。前人界定的白勉峡组分布于陕西西乡县城东白勉峡至茶镇一带,北以大型韧性剪切带与三湾组和三花石组(三花石群中下部)相接,南以白勉峡大断裂与孙家河组、三郎铺组和大石沟组相接,东被巴山弧形断裂和三花石断裂分割成断块,西为第四系覆盖。三湾组分布于白勉峡北部三湾、白龙塘一带,南以断裂与白勉峡组相接,北与三花石组相接,二者之间以断裂相接(图 1)。

野外实地调查表明,白勉峡组以中基性火山碎屑岩、陆源碎屑岩和熔岩为主。由南往北可大致分为上下两部分,下部主要为基性熔岩、少量中基性熔岩夹火山碎屑岩,在茶镇一带出现大量的枕状构造;上部中基性-中酸性火山碎屑岩与陆源沉积碎屑岩往往互层产出,其间夹有多层中基性火山熔岩。陆源碎屑岩主要是粉砂岩和泥硅质岩。在上部沉积岩层中夹薄层状、透镜状大理岩(白云质、硅质)。在基性火山岩中夹薄层、透镜状赤铁石英岩、硅质岩。白勉峡组内部断裂构造十分发育,上下部岩石均呈断裂接触。下部变质变形强烈,变质程度可达高绿片岩相—绿片岩相;上部岩系变形强烈,但变质相对较弱,多为绿片岩相—低绿片岩相。由于后期构造影响,大多数地区白勉峡组上、下段岩石均已被构造改造呈混杂产出。三湾组的变质程度为绿片岩相,变形同样十分强烈,火山岩以中基性熔岩为主夹火山碎屑岩和少量中酸性熔岩,主要岩石类型以玄武岩、玄武安山岩为主,含有少量安山岩和英安岩,部分玄武岩发育枕状构造。三湾组火山碎屑岩以中基性凝灰岩和角砾凝灰岩为主。基性熔岩主要出露在东部地区,火山碎屑岩主要出露在西部地区。

## 2 样品和分析方法

本次研究在西乡县白勉峡组下部火山岩往北沿垂直火山岩走向补充采集 2 件样品,进行主量、微量元素分析。并在白勉峡组上部玄武岩夹层和望江山辉长岩体中采集大样用于锆石分选和年龄测试。同时综合了近年来前人发表的有关白勉峡组和三湾组火山岩系统研究的高精度分析测试数据。

用于锆石分选的大样质量大约 40kg,锆石经人工淘选,然后在双目镜下挑纯。用于主量和微量元素分析的样品先在偏光显微镜下进行薄片观察,挑选较为新鲜,蚀变相对较弱的样品。粗碎在刚玉鄂式破碎机中进行,粗碎样品经缩分后用日本 CMT 公司生产的 T1-100 型碳化钨细碎机碎至 200 目以下,整个样品加工过程无污染。

主量、微量元素含量分析、锆石阴极发光图像以及 LA-ICPMS 原位 U-Pb 定年分析均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。

主量元素分析采用 XRF(Rigaku, 2100)玻璃熔饼法完成。微量元素采用 ICP-MS(Perkin-Elmer 公司具动态反应池的 Elan 600DRC)完成,样品熔解采用 1.5ml HNO<sub>3</sub> + 1.5ml HF + 0.02ml HClO<sub>4</sub> 混合酸在 Teflon 高压溶样弹(bomb)中进行。对于国际标准参考物质的分析结果表明,主量元素分析结果精度和准确度优于 5%,微量元素分析精度和准确度优于 10%。

锆石的阴极发光图像在 FEI 公司的场发射环境扫描电子显微镜 Quanta 400 EFG 上完成。锆石 U-Pb 原位定年分析所采用的 ICP-MS 为 Elan 6100DRC,激光剥蚀系统为德国 Lamda Physik 公司生产的 Geolas 200M 深紫外(DUV)193nmArF 准分子(excimer)激光剥蚀系统。分析所采用的激光束斑直径为 30μm。U-Th-Pb 含量计算以 Si 为内标,NIST610 为外标进行,并用 91500 标准锆石作为外标进行元素和同位素分馏校正。年龄计算采用 ISOPLOT(3.23 版)进行,详细分析方法见文献(Yuan et al., 2004)。

## 3 地球化学特征

### 3.1 主量元素特征

白勉峡组和三湾组主量及微量元素测试数据列于表 1。由表 1 可知,白勉峡组熔岩可分两部分,一部分玄武岩和安山岩 TiO<sub>2</sub> 含量高,称为高钛玄武岩或高钛安山岩,主要分布在下段,可称作下段火山岩。

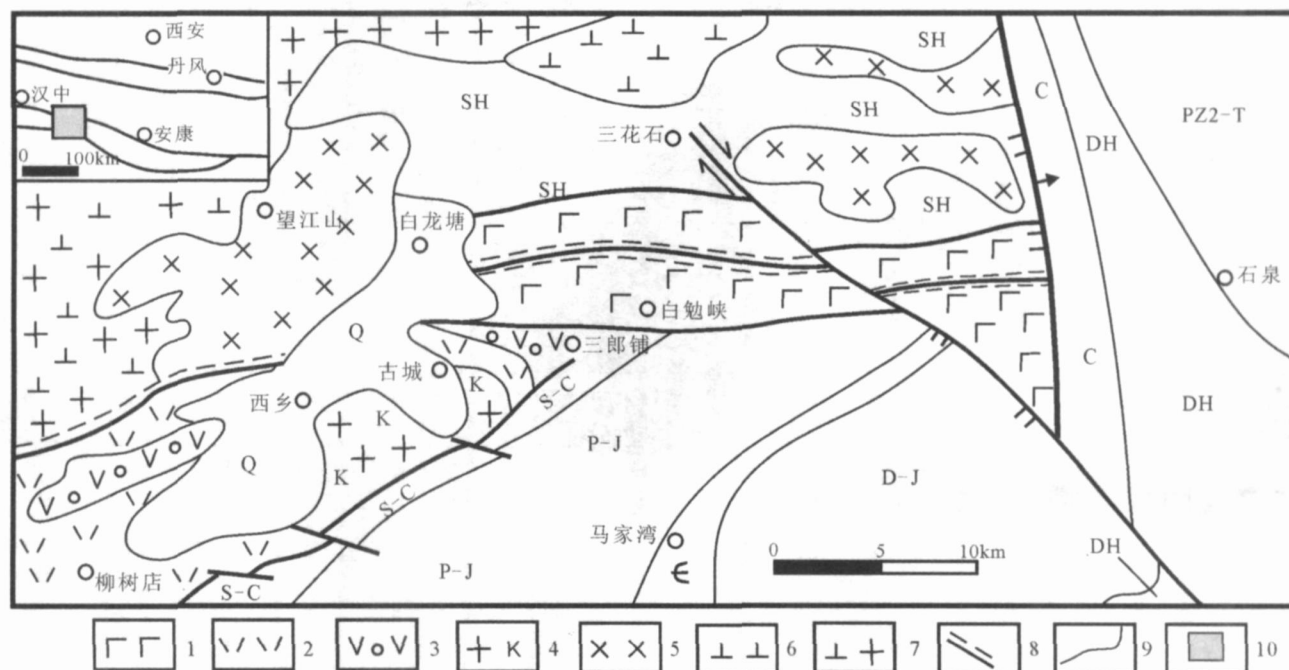


图 1 陕西西乡地区地质构造简图(据赖绍聪等, 2003 修改)

Fig. 1 Sketch map of geologic and structure map of the Xixiang area(modified after Lai Shaocong et al., 2003)

1—白勉峡组和三湾组火山岩;2—孙家河组火山沉积岩;3—三郎铺组和大石沟组火山沉积岩;4—钾长花岗岩;5—辉长岩;6—闪长岩;7—中酸性侵入岩;8—韧性剪切带;9—地质界线;10—主图范围;SH—三花石群;DH—洞河群;S-C—志留系—石炭系;C—石炭系;D-J—泥盆系—侏罗系;P—二叠系;P-J—二叠系—侏罗系

1—Volcanic rocks of the Baimianxia and Sanwan Formation; 2—volcano-sedimentary rocks of Sunjiahe Formation; 3—volcano-sedimentary rocks of Sanlangpu Formation; 4—moyite; 5—gabbro; 6—diorite; 7—intermediate-acid intrusion; 8—ductile fracture; 9—geological boundary; 10—scope of the major map; SH—Sanhuashi Group; DH—Donghe Group; S-C—Devonian-Carboniferous; C—Carboniferous; D-J—Devonian-Jurassic; P—Permian; P-J—Permian-Jurassic

另一部分玄武岩和安山岩  $\text{TiO}_2$  均小于 1%, 称为低钛玄武岩或低钛安山岩, 主要分布在上段, 可称为上段火山岩。下段玄武岩的  $\text{SiO}_2$  含量变化于 47.19% ~ 53.54%,  $\text{TiO}_2$  含量介于 1.09% ~ 2.23%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量低, 变化于 13.24% ~ 17.77%,  $\text{MgO}$  含量较低, 变化于 3.80% ~ 6.78%,  $\text{Mg}^\#$  值较低, 介于 0.19 ~ 0.36。上段玄武岩  $\text{SiO}_2$  含量变化于 48.54% ~ 53.07%,  $\text{TiO}_2$  介于 0.56% ~ 0.69%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量低, 变化于 12.67% ~ 17.36%,  $\text{MgO}$  含量相对较高, 变化于 5.35% ~ 11.73%,  $\text{Mg}^\#$  值相对下段较高, 介于 0.29 ~ 0.48。下段安山岩的  $\text{SiO}_2$  含量集中, 介于 54.12% ~ 57.65%,  $\text{TiO}_2$  介于 1.07% ~ 2.11%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  变化于 12.01% ~ 15.14%,  $\text{MgO}$  变化于 3.72% ~ 4.90%,  $\text{Mg}^\#$  值稳定, 为 0.19 ~ 0.27。上段安山岩目前仅有一个样品,  $\text{SiO}_2$  为 54.96%,  $\text{TiO}_2$  为 0.61%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  为 12.21%,  $\text{MgO}$  含量高, 为 9.98%,  $\text{Mg}^\#$  高达 0.50。三湾组玄武岩  $\text{SiO}_2$  含量变化于 48.93% ~ 50.35%,  $\text{TiO}_2$  含量变化较大, 介于 0.65% ~ 1.41%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量低, 变化于 14.78% ~ 16.53%,  $\text{MgO}$  含量较低, 变

化于 6.00% ~ 9.83%,  $\text{Mg}^\#$  值较低, 介于 0.23 ~ 0.43。安山岩的  $\text{SiO}_2$  为 56.37%,  $\text{TiO}_2$  为 0.47%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  为 12.82%,  $\text{MgO}$  为 8.65%,  $\text{Mg}^\#$  为 0.44。英安岩  $\text{SiO}_2$  为 64.24%,  $\text{TiO}_2$  为 0.69%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  为 16.67%,  $\text{MgO}$  为 1.70%,  $\text{Mg}^\#$  值为 0.21。

在玄武岩和安山岩  $\text{FeO}_T$  ( $\text{FeO} + 0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ )、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{SiO}_2$  相关图解中(图 2),  $\text{FeO}_T$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{SiO}_2$  升高呈明显的负相关。白勉峡组下段玄武岩、安山岩  $\text{FeO}_T$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量明显高于白勉峡组上段玄武岩和安山岩的相应含量, 三湾组玄武岩、安山岩  $\text{FeO}_T$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量与白勉峡组上段熔岩相应含量相当。白勉峡组下段熔岩  $\text{MgO}$  含量低, 与  $\text{SiO}_2$  呈弱的负相关, 白勉峡组上段熔岩和三湾组熔岩  $\text{MgO}$  含量多数高于白勉峡下段熔岩, 与  $\text{SiO}_2$  亦呈弱的负相关。白勉组下段熔岩  $\text{TiO}_2$  含量高, 与  $\text{SiO}_2$  有弱的负相关, 白勉峡组上段熔岩  $\text{TiO}_2$  含量低, 与  $\text{SiO}_2$  相关性不明显。上述主量元素相关性表明从玄武岩至安山岩, 可能存在斜长石和单斜辉石分离结晶。

表 1 西乡群白勉峡和三湾组火山岩主量(%)、稀土元素和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )分析数据  
Table 1 Major (%) and rare earth and trace elements (mg/g) analysis for samples of volcanic rocks from Baimianxia and Sanwan Formation of Xixiang Group

样号 组别	白勉峡组													三湾组											
	下段玄武岩						上段玄武岩							下段安山岩				上段安山岩		英安 岩石					
B02①	B04①	B08①	B09①	B12①	B13①	5516②	07-12	07-13	5503②	BMX-2②	5519②	B07①	5520②	BMX-1②	5509②	B10①	B11①	5413②	B03①		5414②	5408②	5410②	5415②	
岩性	SiO <sub>2</sub>	47.26	48.61	51.52	50.21	52.63	52.41	52.12	49.25	47.19	53.54	50.49	49.00	52.51	53.07	48.54	56.65	56.21	54.12	57.65	54.96	48.93	50.35	56.37	64.24
	TiO <sub>2</sub>	2.14	1.58	1.09	2.09	1.54	1.79	1.37	1.43	2.23	1.7	0.56	0.64	0.63	0.58	0.69	1.67	2.11	1.88	1.07	0.61	1.41	0.65	0.47	0.69
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.82	16.31	15.13	14.15	16.27	15.67	16.69	17.77	17.30	13.24	15.59	12.67	13.77	13.08	17.36	13.63	12.01	15.14	13.67	12.21	16.53	14.78	12.82	16.67
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.87	10.49	8.95	6.32	3.92	3.95	4.24	5.51	6.40	6.88	3.01	5.82	6.52	4.59	6.77	11.35	4.46	3.80	6.09	2.54	6.41	2.94	3.82	4.37
	FeO	4.66	3.60	3.46	7.97	6.67	7.68	5.52	4.67	7.65	7.35	7.22	4.35	3.22	4.24	4.18	1.85	7.92	6.14	4.15	5.52	5.02	7.03	5.11	0.97
	MnO	0.30	0.22	0.20	0.26	0.17	0.26	0.15	0.17	0.24	0.18	0.12	0.14	0.15	0.16	0.15	0.07	0.21	0.21	0.15	0.16	0.18	0.36	0.19	0.10
	MgO	6.54	5.81	4.37	4.15	4.66	4.92	6.78	3.80	6.00	4.59	6.58	11.73	7.76	8.2	5.35	4.9	3.72	4.50	3.82	9.98	4.21	9.63	8.65	1.70
	CaO	5.14	5.31	9.77	7.74	5.10	4.73	3.3	6.50	4.70	5.26	3.71	8	9.57	7.59	10.17	1.86	7.32	5.90	4.81	5.63	8.79	6.85	5.39	1.59
	Na <sub>2</sub> O	3.87	4.78	2.48	4.00	4.45	3.77	3.98	4.90	4.51	3.04	4.29	1.52	1.57	1.85	2.44	0.48	2.22	3.70	4.35	1.87	3.49	3.09	3.19	4.84
	K <sub>2</sub> O	0.85	0.36	0.38	0.21	0.77	1.13	0.6	0.05	0.14	0.39	0.86	0.45	0.59	2.75	0.04	3.35	0.13	1.37	0.26	0.08	0.14	0.10	0.20	1.74
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.22	0.15	0.20	0.16	0.19	0.16	0.23	0.30	0.25	0.23	0.24	0.12	0.24	0.19	0.05	0.21	0.20	0.12	0.17	0.14	0.05	0.05	0.18
	LOI	2.88	3.17	2.54	2.86	3.17	3.22	4.88	5.30	3.22	3.34	6.73	5.11	3.61	3.28	3.89	3.97	3.18	2.62	3.61	5.95	4.53	4.08	3.44	2.46
	总量	99.60	100.46	99.77	100.46	99.51	99.72	99.79	99.58	99.88	99.76	99.84	99.67	99.62	99.63	99.77	99.83	99.70	99.58	99.75	99.68	99.78	99.91	99.70	99.64
	Mg#	0.26	0.26	0.23	0.19	0.26	0.25	0.36	0.23	0.26	0.21	0.34	0.48	0.40	0.43	0.29	0.24	0.19	0.27	0.23	0.50	0.23	0.43	0.44	0.21
	La	9.4	7.5	10.8	16.6	16.5	18.7	12.1	10.4	13.8	13.7	6.93	6.73	6.1	8.91	16.6	10.8	26.6	20.2	14.1	12.1	4.54	1.76	0.977	20.1
	Ce	27.6	21.2	26.5	36.70	39.2	45.7	27.2	59.4	47.9	32.0	14.5	15.8	13.2	19.4	31.6	26.7	59.8	45.5	30.8	25.7	12.7	4.62	2.92	39.6
	Pr	4.62	3.93	4.01	5.75	5.84	6.51	4.04	6.72	5.89	4.55	2.03	2.15	2.0	2.70	4.03	4.04	8.03	6.31	6.72	3.02	1.99	0.768	0.510	4.81
	Nd	21.9	18.8	18.0	25.1	22.8	25.2	17.7	17.2	22.9	20.3	8.81	9.42	8.0	11.1	16.1	18.5	33.4	26.1	9.11	11.3	10.1	4.16	2.96	19.0
	Sm	6.51	5.60	5.07	6.70	5.30	6.02	4.94	5.08	6.69	5.41	2.33	2.30	1.91	3.12	3.36	5.07	8.71	6.16	2.95	2.69	3.33	1.50	1.21	4.03
	Eu	2.18	2.04	1.77	2.08	1.83	2.01	1.50	2.15	2.02	1.59	0.767	0.705	0.75	1.01	1.08	1.81	2.46	2.12	1.10	0.81	1.38	0.457	0.414	1.30
	Gd	8.05	7.33	6.15	8.22	5.72	6.58	5.59	6.98	7.02	6.91	2.29	2.47	2.22	2.83	3.23	6.15	10.46	6.46	4.21	2.84	4.32	2.12	1.84	4.32
	Tb	1.30	1.09	0.99	1.37	0.90	1.03	0.929	0.96	1.40	1.20	0.36	0.381	0.37	0.408	0.455	0.979	1.72	1.01	0.801	0.41	0.79	0.423	0.370	0.653
	Dy	8.58	7.34	6.44	8.89	5.61	6.23	6.06	5.23	4.62	8.03	2.27	2.27	2.24	2.39	2.36	6.07	11.36	5.96	5.43	2.71	4.87	2.88	2.63	3.99
	Ho	1.76	1.50	1.30	1.81	1.08	1.20	1.18	1.12	1.75	1.64	0.47	0.444	0.44	0.464	0.469	1.16	2.29	1.18	1.12	0.56	1.03	0.611	0.549	0.763
	Er	5.65	4.64	4.06	5.88	3.46	3.75	3.34	4.85	5.01	5.10	1.37	1.30	1.43	1.37	1.39	3.30	7.34	3.60	3.11	1.75	2.97	1.81	1.66	2.34
	Tm	0.76	0.68	0.58	0.83	0.46	0.51	0.507	0.569	0.763	0.763	0.208	0.201	0.21	0.207	0.197	0.482	1.05	0.49	0.485	0.26	0.45	0.276	0.242	0.371
	Yb	4.87	4.09	3.49	5.04	2.85	3.38	3.34	3.58	4.53	5.23	1.44	1.31	1.22	1.38	1.29	3.06	6.59	3.02	2.99	1.60	2.88	1.82	1.66	2.47
	Lu	0.67	0.60	0.51	0.70	0.38	0.46	0.486	0.50	0.41	0.784	0.217	0.205	0.17	0.208	0.195	0.450	0.92	0.45	0.463	0.23	0.431	0.278	0.255	0.401
	Sr	202.2	334.3	336.0	385.0	321.8	312.8	202	154	213	175	68.7	565	581.8	436	680	57.3	322.6	427.0	82.3	153.8	101	217	92.0	249
	Rb	21.4	8.6	12.4	3.3	18.8	30.3	13.6	42.0	50.6	3.41	11.6	8.19	1.5	52.4	9.06	66.9	1.5	29.7	8.36	1.9	4.28	0.898	3.21	52.3
	Ba	291.8	217.9	127.4	160.7	354.6	589.9	112	105	107	91.9	99.8	173	58.0	185.9	116	178	91.8	565.5	76.0	94.3	35.2	45.4	48.1	599
	Th	1.40	1.06	1.56	2.77	2.78	2.74	2.48	1.12	1.35	1.64	0.760	1.04	0.52	1.19	2.72	1.17	5.40	2.48	0.266	2.35	0.307	0.122	0.057	4.28
	Ta	0.35	0.31	0.49	0.60	0.42	0.53	0.305	0.428	0.331	0.939	0.112	0.148	0.13	0.155	0.132	0.369	0.99	0.52	0.180	0.36	0.244	0.082	0.048	0.443
	Nb	5.3	4.8	6.3	8.3	6.3	7.4	4.18	9	8	13.4	2.00	2.61	1.9	2.49	2.54	6.13	12.1	7.0	2.77	7.9	3.62	1.15	0.629	6.79
	Zr	202.0	173.0	131.0	131.0	170.0	197.0	126	158	276	151	39.9	39.6	37.6	42.2	40.9	123	308.0	108.0	47.0	99.4	67.9	17.5	13.4	111
	Y	51.1	43.2	37.9	51.9	32.8	35.5	31.0	32	41	47.9	13.0	13.3	13.1	12.7	13.3	28.5	66.0	33.7	32.9	16.6	30.3	16.7	15.6	22.0
	Hf	6.26	5.58	4.14	6.65	5.20	6.03	3.63	4.02	4.82	4.06	1.00	1.19	1.33	1.28	1.106	3.41	9.97	4.01	1.34	3.06	2.07	0.678	0.560	3.48
	Cs	0.85	0.4	0.33	0.12	0.54	0.72	0.578	0.21	0.26	0.116	0.360	0.19	0.07	0.713	0.290	2.15	0.26	0.53	0.519	0.14	0.187	0.097	0.106	2.12
	U	0.32	0.25	0.37	0.75	0.65	0.58	0.714	0.66	0.54	0.534	0.379	0.474	0.15	0.427	0.541	0.166	2.83	0.73	0.057	0.55	0.082	0.079	0.030	1.12
	Cr	125.0	173.5	185.6	116.3	118.1	166.7	208	158	139	0.18	127	862	330.0	533	33.2	26.2	75.7	117.8	621	678.7	506	271	209	46.3

注: ①样品值据魏绍昭等(2003); ②样品值据凌文攀等(2002); 其余为本次研究分析。

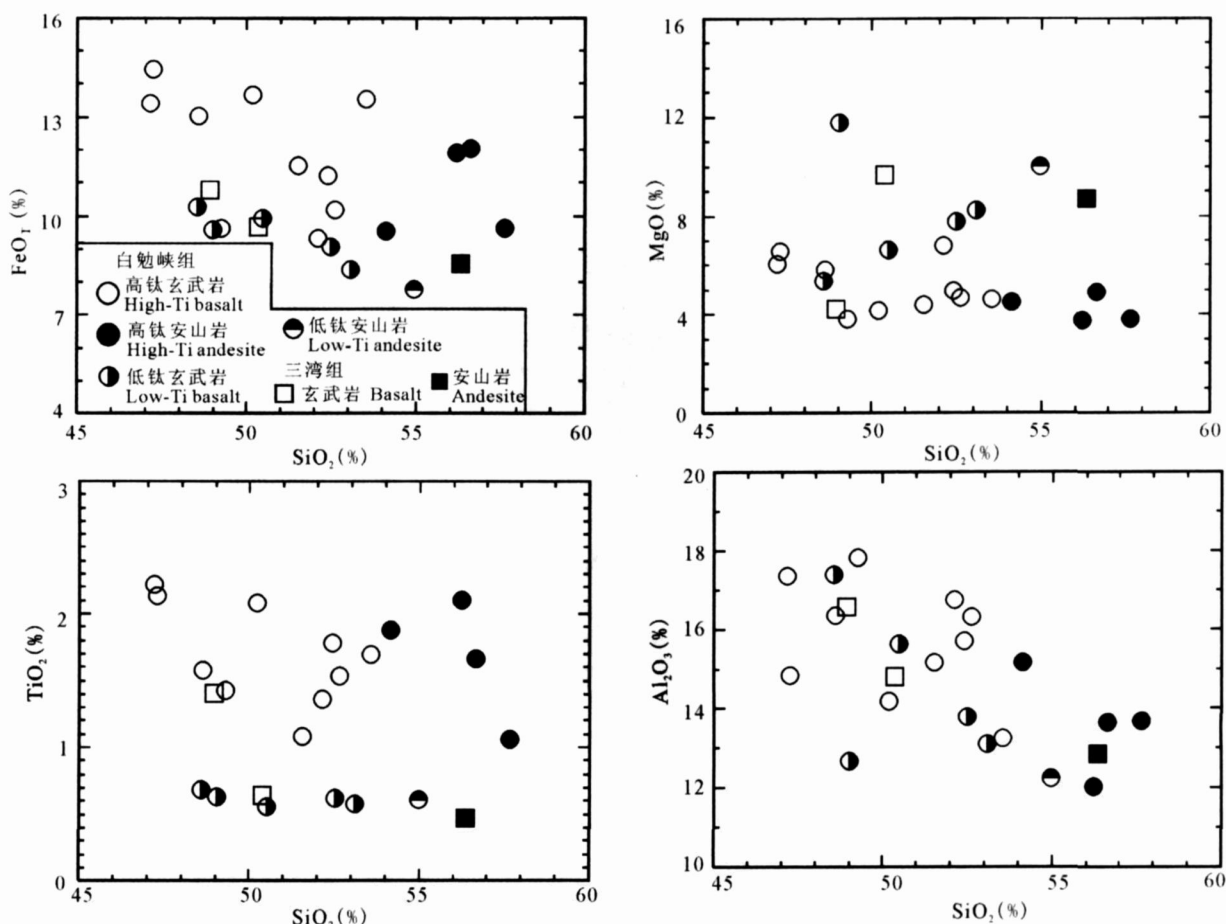


图 2 白勉峡和三湾组火山岩主元素相关图解

Fig. 2 Variation of  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagrams for the volcanic rocks of the Baimianxia and the Sanwan Formation

### 3.2 稀土及微量元素特征

在 REE 球粒陨石标准化分配图中,白勉峡组下段玄武岩、安山岩分布范围重叠,均呈 LREE 富集的右倾型,上段玄武岩及安山岩分布范围亦重合,亦呈 LREE 富集的右倾型,但下段各稀土元素含量均高于上段,两者分布区域差异明显(图 3a)。下段熔岩稀土总量高( $\text{REE} = 83.4 \sim 180.8 \mu\text{g/g}$ ),轻重稀土分异较低( $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.17 \sim 5.85$ ,  $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 1.34 \sim 4.15$ ),有弱的 Eu 负异常( $\text{Eu} = 0.79 \sim 1.01$ ),上段熔岩稀土总量低( $\text{REE} = 40.3 \sim 82.4 \mu\text{g/g}$ ),轻重稀土分异较高( $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.3 \sim 7.6$ ,  $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 2.68 \sim 6.35$ ),无 Eu 负异常( $\text{Eu} = 0.90 \sim 1.11$ )。三湾组玄武岩和安山岩稀土元素分配型式(图 3B)呈 LREE 亏损的左倾型或呈近平坦型,明显不同于白勉峡组,其  $\text{REE} = 18.2 \sim 51.8 \mu\text{g/g}$ ,轻重稀土分异较低( $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.98 \sim 1.92$ ,  $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 0.45 \sim 1.14$ )。三湾组一个英安岩样品稀土总量高,呈轻重稀土分异强烈、

LREE 强烈富集的分配型式,与玄武岩和安山岩分布型式差异明显。

在微量元素原始地幔标准化图解中,白勉峡组上、下两段玄武岩、安山岩样品基本呈右倾负斜率分配型式,大离子亲石元素 Ba、Th、U、K、La、Ce 等元素较为富集(图 4a)。同样,白勉峡组下段熔岩均较上段熔岩富集微量元素,分布区域基本位于上段熔岩的上方(图 4a)。白勉峡组下段玄武岩和安山岩分配型式具有弱的 Nb、Ta 亏损、Zr、Hf 相对于相邻元素略为富集,显示为弱峰, P、Sr 和 Ti 发育微弱的低谷。白勉峡组上段玄武岩和安山岩均发育明显的 Nb-Ta 槽和 Zr-Hf 槽, Ti、Sr 发育较强的低谷。三湾组玄武岩和安山岩微量元素原始地幔标准化分配型式与白勉峡组明显不同,呈平坦型,大离子亲石元素 Ba、Th、U、K、La、Ce 亏损,不发育明显的 Nb-Ta 槽(图 4b)。三湾组英安岩分配型式独特,为大离子亲石元素强烈富集的右倾型分配型式,有明显的 Nb-Ta 和 Ti 低谷出现(图 4b)。

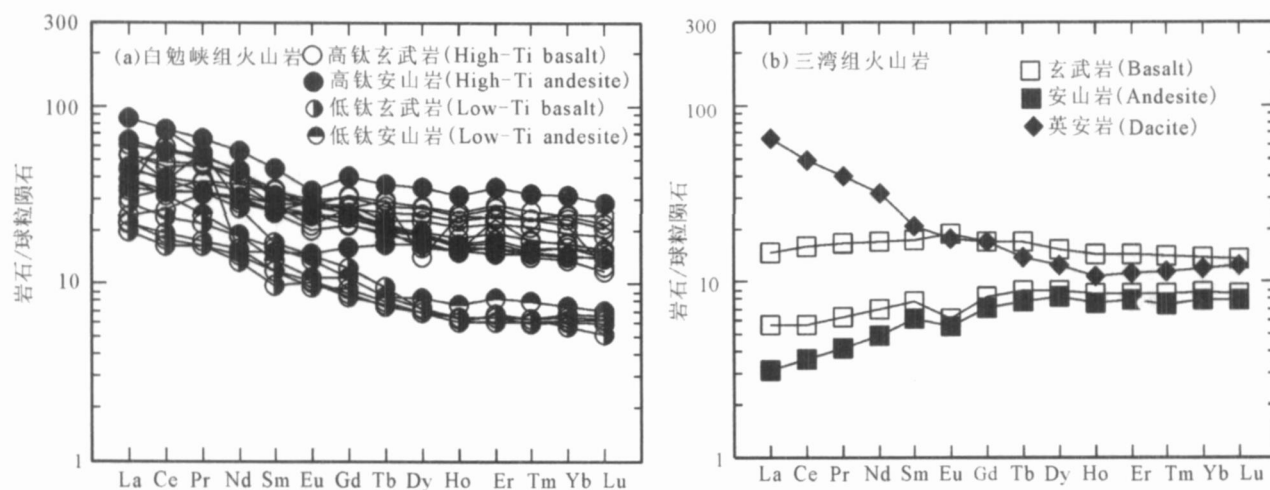


图3 白勉峡和三湾组火山岩稀土元素球粒陨石标准化分配模式图(标准化数值据 Boynton, 1984)

Fig. 3 Chondrited-normalized REE plots for the volcanic rocks from Baimianxia and Sanwan Formation  
(Normalized values from Boynton, 1984)

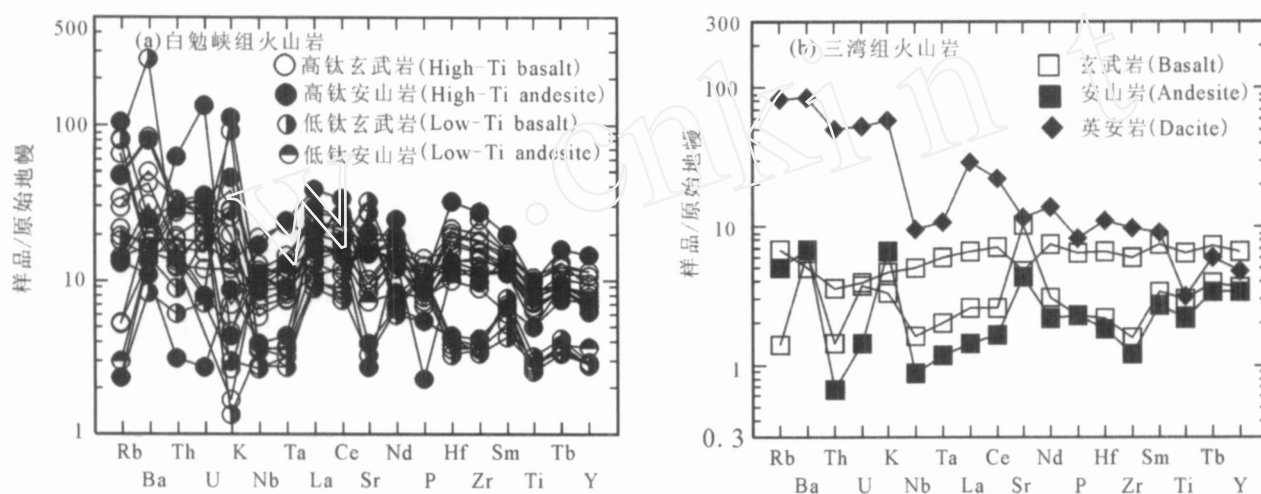


图4 白勉峡和三湾组火山岩微量元素原始地幔标准化图解(标准化数值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Primordial-mantle-normalized multi-element plots for the volcanic rocks from the Baimianxia and the Sanwan Formation (Normalized values from Sun and McDonough, 1989)

### 3.3 Sr-Nd 同位素特征

前人对白勉峡组和三湾组火山岩 Sr-Nd 同位素分析数据以及经过时间(白勉峡组下段样品 5503、5509、5516 用  $T = 1144\text{Ma}$  校正,其余白勉峡组上段和三湾组样品用  $T = 437\text{Ma}$  校正,校正依据详见下面 5.1 所述)校正的 Sr-Nd 同位素结果列于表 2。由表 2 可知,火山岩样品的  $\text{Nd}(t)$  多为正值,其中白勉峡下段火山岩介于 5.87 ~ 6.82 之间,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  变化于 0.703480 ~ 0.70387 之间;白勉峡组上段火山岩  $\text{Nd}(t)$  值较低,在 1.29 ~ -0.4 之间变化,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  变化于 0.703230 ~ 0.705190 之间。三湾组玄武岩和安山岩  $\text{Nd}(t)$  最高,变化于

7.21 ~ 8.77,一个英安岩样品  $\text{Nd}(t)$  为 0.49。在  $\text{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  相关图中(图 5),白勉峡下段火山岩样品投点位于 OIB 区域,白勉峡上段火山岩亦多位于 OIB 下部区域或靠近 OIB 区域,显示出受下地壳混染的趋势。三湾组玄武岩和安山岩投点位于 OIB 区域上方,且在  $\text{Nd}(t)$  值不变的情况下,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  向增大趋势演化,反映出岩浆形成演化过程中的受海水或碳酸盐岩影响的结果。白勉峡组火山岩的  $T_{\text{DM}}$  介于 1147 ~ 1388Ma 之间,  $T_{2\text{DM}}$  值位于 957 ~ 1272Ma,三湾组玄武岩和安山岩的  $T_{2\text{DM}}$  值位于 459 ~ 889Ma 之间,英安岩的  $T_{2\text{DM}}$  值为 1147Ma。

表 2 西乡群白勉峡组和三湾组火山岩 Sr- Nd 同位素含量表

Table 2 Nd-Sr isotopic compositions of volcanic rocks from the Baimianxia and the Sanwan Formation

样品	岩石类型	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Nd (t)	T <sub>DM</sub>	T <sub>2DM</sub>	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>t</sub>
白勉峡组									
5503 *	Basalt	0.1597	0.512708 ±5	4.84	1246	1029	0.0363	0.704247 ±20	0.70402
5509 *	Andesite	0.1605	0.512666 ±5	3.94	1385	975	2.782	0.733602 ±33	0.71636
5516 *	Basalt	0.1558	0.512664 ±5	4.34	1278	957	0.1547	0.705101 ±33	0.70414
5519 *	Basalt	0.1387	0.512533 ±8	1.18	1253	1090	0.0317	0.703815 ±21	0.70362
5520 *	Basalt	0.1318	0.512519 ±5	1.29	1174	1081	0.2708	0.706398 ±19	0.70472
BMX-1 *	Basalt	0.1205	0.512398 ±5	- 0.4	1229	1225	0.0462	0.703519 ±26	0.70323
BMX-2 *	Basalt	0.1366	0.512447 ±8	- 0.4	1388	1272	0.6539	0.709246 ±39	0.70519
三湾组									
5408 *	Basalt	0.2149	0.513059 7	7.21	- 1205	889	0.00861	0.704393 26	0.7043
5410 *	Andesite	0.2336	0.513192 7	8.77	322.4	459	0.0669	0.705791 36	0.70538
5414 *	Basalt	0.1918	0.513058 5	8.47	641	483	0.0780	0.704513 19	0.70403
5415 *	Dacite	0.1248	0.512458 6	0.49	1186	1147	0.5346	0.709325 23	0.70601

注: \*引自凌文黎等(2002)。样品 5503、5509、5516 回时计算 T 值取 1144Ma;其余取 T = 437Ma 进行回时计算。 $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} = 0.1967$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} = 0.512638$ ,  $\text{Nd} = 0.00000654\text{Ma}^{-1}$ ,  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{chur}} = 0.0847$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{chur}} = 0.7047$ ,  $\text{Sr} = 0.0000142\text{Ma}^{-1}$ 。

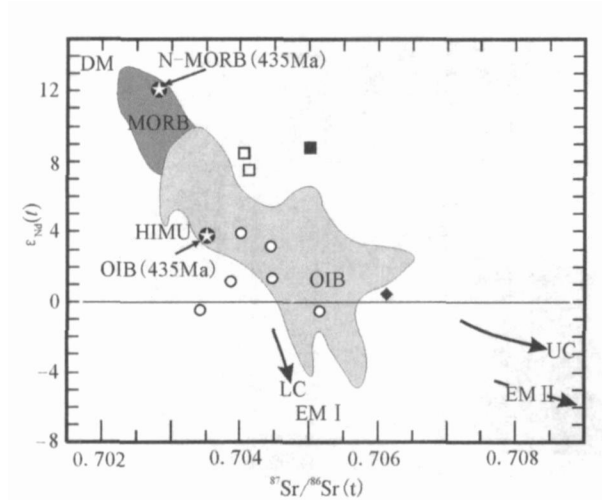


图 5 白勉峡和三湾组火山岩 Nd (t)- (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>t</sub> 相关图解(据 Zindler et al. , 1986)

Fig. 5 Plot of initial  $\text{Nd}(t)$  and  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  (corrected to  $t_1 = 1144\text{Ma}$  and  $t_2 = 435\text{Ma}$ ) for the volcanic rocks from Baimianxia and Sanwan Formation (after Zindler et al. , 1986)

火山岩的年龄校正值为 1144Ma 和 435 Ma。UC—上地壳; LC—下地壳; EMI 和 EMII—富集地幔源 I 和 II; HIMU—高-μ 地幔源; DM—亏损地幔源; MORB—洋中脊玄武岩平均成分, OIB—洋岛玄武岩平均成分(据 Sun 和 McDonough, 1989)。所有图例同图 2

Involvement of upper-crust can produce the observed considerable deviations of the trend from the MORB to OIB mantle array at relatively constant  $\text{Nd}(t)$  in the direction of increasing  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ . UC—upper crust; LC—lower crust; EM and EM II—enriched mantle and sources; HIMU—high-μ mantle sources; DM—depleted mantle source

3.4 火山岩岩石系列

白勉峡组和三湾组火山岩在形成后已遭受不同程度的变质和蚀变,导致某些性质活泼的主量元素(如 Na、K)、大离子亲石元素(LILE)、Rb 和 Ba 活化,使得它们的浓度发生改变。这就使得我们不能利用全碱—二氧化硅(TAS)图解鉴别火山岩的碱性/亚碱性属性。因此,在火山岩分类及随后的岩石成因讨论中,我们主要运用地球化学数据的重点将放在不活泼元素,如稀土元素(REE)、高场强元素(HFSE)、Th、Y、Ti、Cr、Ni、Fe、Mg。在 SiO<sub>2</sub>—Nb/Y 图解中(图 6A),白勉峡组和三湾组所有样品均投入亚碱性区域,在 FeO<sub>T</sub>/MgO—SiO<sub>2</sub> 图解中(图 6B),白勉峡下段火山岩一个样品落入钙碱性区域外,其余均落入拉斑玄武岩区;白勉峡组上段火山岩主体落入钙碱性区域,有两个样品落入拉斑玄武岩区;三湾组两个样品分别投入钙碱性区和拉斑玄武岩区。由于英安岩和流纹岩已无法用 FeO<sub>T</sub>/MgO—SiO<sub>2</sub> 图解判别其具体系列(邓晋福等, 2000, 2004),利用 AR 碱度率( $\text{AR} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})$ )值计算(Wright, 1969),三湾组英安岩样品属钙碱系列。

4 讨论

4.1 白勉峡组形成年龄的讨论

本次研究在白勉峡组上段玄武岩夹层中采集玄武岩大样进行了 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 同位素定年,同位素定年结果列于表 3,锆石阴极发光照片列于图 7。双目镜下显示,锆石粒度较小,呈无色的不



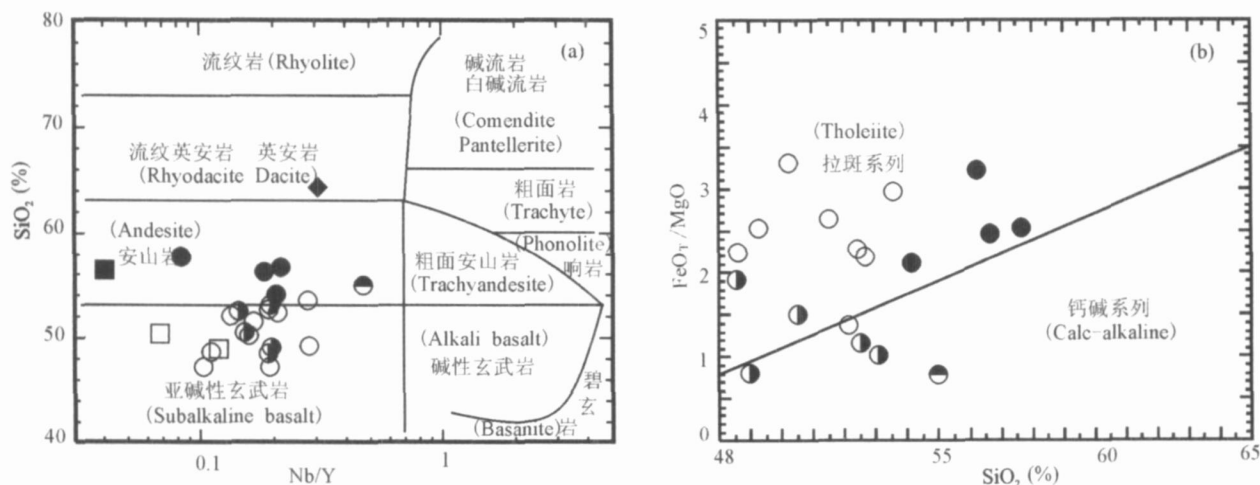


图 6 白勉峡和三湾组火山岩系列图解

Fig. 6 Nature of the volcanic rocks of the Baimianxia and Sanwan Formation

(a)— $\text{SiO}_2$ -Nb/Y 图解(图解据 Winchester et al., 1977); (b)— $\text{SiO}_2$ - $\text{FeO}_T/\text{MgO}$  图解(图解据 Miyashiro, 1975)。图例同图 2  
 (a)— $\text{SiO}_2$  vs. Nb/Y diagram (after Winchester et al., 1977); (b)— $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{FeO}_T/\text{MgO}$  diagram (after Miyashiro, 1975)



图 7 白勉峡组玄武岩的锆石 CL 图像

Fig. 7 CL images of zircons from basalts of Baimianxia Formation

规则的柱状或长柱状晶体(由于碎样的缘故,多数锆石晶体破碎)。晶形较好的锆石长度多在  $100 \sim 200\mu\text{m}$  左右,宽度多在  $50 \sim 70\mu\text{m}$  左右,长度比介于  $2 \sim 1$  左右。由表 2 和图 8 可知,本次所测锆石的年龄分布差异很大,基本可以分为四组。第一组锆石仅一颗锆石,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄为  $1144\text{Ma}$ , CL 图像显示有较弱韵律环带(3 号锆石),外部被 CL 强度均一、环带不发育的锆石所包裹,  $\text{Th}/\text{U}$  比值为  $0.32$ ,测年结果在 U-Pb 谐和图上沿一致线分布;第二组锆石形成年龄介于  $732 \sim 725\text{Ma}$  之间, CL 图像或者呈韵律环带结构(6 号锆石),或残留韵律环带结构(2 号锆石),  $\text{Th}/\text{U}$  比值为  $0.95 \sim 0.99$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄的加权平均值为  $730.0 \pm 13\text{Ma}$  ( $\text{MSWD} = 0.26$ ),两个测年结果在 U-Pb 谐和图上

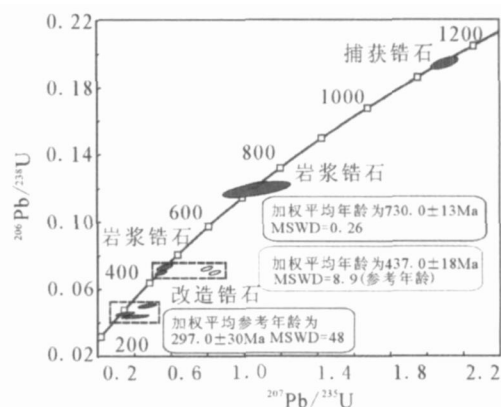


图 8 白勉峡组玄武岩锆石 U-Pb 年龄谐和线图

Fig. 8 The diagrams of U-Pb concordant of zircon for basalts from Baimianxia Formation



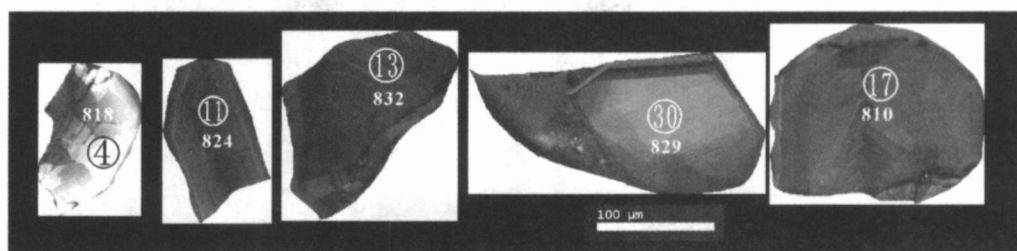


图 9 望江山苏长辉长岩代表性 CL 图像

Fig. 9 Representative CL images of zircons from gabbro-norite of Wangjiangshan intrusion

沿一致线分布;第三组锆石形成年龄介于 451 ~ 424Ma, Th/U 比值为 0.2 ~ 0.8, 以 1, 4, 8, 9 号为代表, 韵律环带发育或明显或较弱,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄的加权平均值为  $437.0 \pm 18\text{Ma}$  (MSWD = 8.9), 测年结果有两点在 U-Pb 谐和图上沿一致线分布, 有两点有铅丢失, 投点偏离一致线;第四组锆石 CL 图像均一但强度较低, 不显环带结构(7, 10 号锆石)或位于具环带结构的岩浆锆石边部(5 号锆石), 年龄介于 270 ~ 310Ma 之间, Th/U 比值为 1.37 ~ 1.39,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄的加权平均值为  $297.0 \pm 30\text{Ma}$  (MSWD = 48), 仅为参考年龄。

为了限定白勉峡组下段的形成年龄, 本次研究同时对侵入于白勉峡下段的望江山苏长辉长岩体采集大样进行了 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年, 代表性 CL 图像(图 9)显示锆石或发育岩浆锆石特有的韵律环带或具有扇形分带, 形成年龄介于 810 ~ 832Ma, 在误差范围内几乎一致。所有锆石测年结果在 U-Pb 谐和图上均沿一致线分布于一个较小的区域内(图 10), 表明各自同位素系统封闭较好, 所有锆石  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄的加权平均值为  $825.5 \pm 4\text{Ma}$  (MSWD = 1.7), 该年龄为望江山苏长辉长岩的岩浆结晶年龄。

由于望江山岩体侵入于白勉组下段岩层中, 因此, 白勉峡组下段熔岩的形成年龄必定大于望江山岩体, 亦必定大于 825.5Ma。前述白勉峡组上段玄武岩中的第一组锆石形成年龄为 1144Ma, 对白勉峡组上段火山岩来说显然为捕获锆石, 该年龄与白勉峡组下段熔岩的  $T_{\text{DM}}$  值基本一致, 因此应该是捕获的白勉峡组下段熔岩的锆石, 表明白勉峡组下段熔岩形成于中元古代晚期, 形成时代可能为 1144Ma, 这个年龄与前人(张宗清等, 2002)对白勉峡组进行 Sm-Nd 同位素测年所获结果基本相同。

前已述及, 白勉峡组上段岩石建造组合与下段有较大差异并呈断层接触, 变质程度亦不一致, 与望江山岩体的关系目前未见直接接触, 因此两者的形

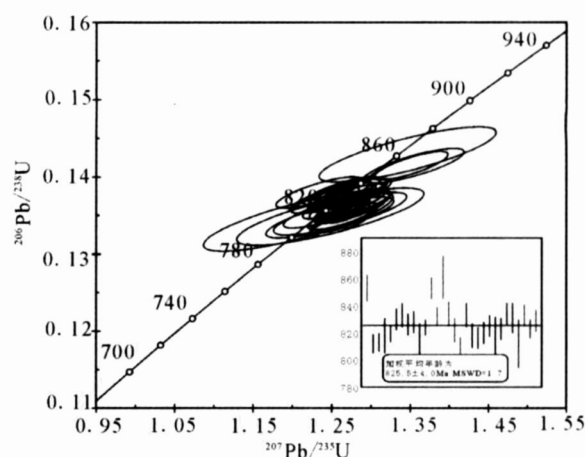


图 10 望江山辉长苏长岩锆石 U-Pb 年龄谐和线图

Fig. 10 The diagrams of U-Pb concordant of zircon for gabbro-norite from Wangjiangshan intrusion

成时代不可能一致。前述白勉峡组上段玄武岩中的第二组锆石具有较好的环带, 形成时代为 728Ma, 该年龄与张宗清等(2002)报道的白勉峡组玄武岩(主要为下段)在 730Ma 发生使 Rb-Sr 同位素重置的事件相吻合。因此, 该年龄最合理的解释是其代表了扬子北缘地区发生一次大规模拉张事件的年龄(李献华等, 1998, 1999)。白勉峡组上段玄武岩中的第三组锆石的形成年龄 437Ma, 具有较好的韵律环带, 为岩浆结晶形成, 最有可能是白勉峡组上段玄武岩的形成年龄。三湾组目前所采的熔岩样品的  $T_{2\text{DM}}$  年龄中亦有 489 ~ 459Ma 的信息显示, 显然, 三湾组目前所采的熔岩样品形成时代很有可能不会超过 459Ma, 可能与白勉峡上段玄武岩形成时代一致, 两者是同一次地质事件连续的地质记录。白勉峡组上段玄武岩第四组锆石形成时代为 297Ma, 应该是一次地质事件的改造年龄。结合王宗起等(2007, 口头交流)在白勉峡组上段的灰绿色砂板岩中发现的中-晚泥盆纪微古化石, 有理由认为白勉峡上段形成时代具有一个时间跨度, 可能从早古生代中晚期一直延到了晚古生代早期。

表 3 白勉峡镇白勉峡群上段玄武岩锆石 U-Pb 同位素分析结果  
Table 3 LA-ICPMS Zircon U-Pb data for basalts in upper part of Baimianxia Formation from Baimianxia village in Xixiang County, Shaanxi Province

样点编号	Th ( $\times 10^{-6}$ )	U ( $\times 10^{-6}$ )	$^{204}\text{Pb}$ ( $\times 10^{-6}$ )	同位素比值				同位素年龄(Ma)										Th/U	
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	
				比值	误差 (1 $\sigma$ )	比值	误差 (1 $\sigma$ )	比值	误差 (1 $\sigma$ )	比值	误差 (1 $\sigma$ )	年龄 (Ma)	误差 (1 $\sigma$ )	年龄 (Ma)	误差 (1 $\sigma$ )	年龄 (Ma)	误差 (1 $\sigma$ )	年龄 (Ma)	误差 (1 $\sigma$ )
06-5.01	205.19	256.34	1.39	0.05645	0.00142	0.53872	0.01272	0.06921	0.0006	0.02156	0.00026	470	37	438	8	431	4	431	5
06-5.02	59.5	62.5	<0.76	0.06346	0.00227	1.052	0.03611	0.12021	0.00138	0.03591	0.00061	724	53	730	18	732	8	713	12
06-5.03	66.95	207.16	1.18	0.07862	0.00129	2.10609	0.03038	0.19426	0.00151	0.06293	0.00081	1163	17	1151	10	1144	8	1234	15
06-5.04	68.37	337.03	9.54	0.0906	0.00192	0.84851	0.01633	0.06792	0.00059	0.05267	0.0008	1438	23	624	9	424	4	1037	15
06-5.05	279.79	314.08	2.46	0.06856	0.00307	0.46567	0.02025	0.04926	0.00052	0.01498	0.00012	886	95	388	14	310	3	301	2
06-5.06	53.98	54.36	<0.94	0.06506	0.00473	1.06738	0.07584	0.11899	0.00187	0.03641	0.0004	776	158	737	37	725	11	723	8
06-5.07	465.2	333.69	9.84	0.0674	0.0052	0.39731	0.03031	0.04276	0.00051	0.01303	0.00012	850	166	340	22	270	3	262	2
06-5.08	97.66	216.41	1.02	0.05599	0.00182	0.55905	0.01734	0.0724	0.00073	0.02317	0.00045	452	51	451	11	451	4	463	9
06-5.09	256.81	432.37	4.67	0.08016	0.00192	0.78454	0.01737	0.07096	0.00065	0.02974	0.00039	1201	29	588	10	442	4	592	8
06-5.10	292.14	213.78	1.11	0.05611	0.00339	0.34329	0.02036	0.04438	0.00051	0.01381	0.0001	457	138	300	15	280	3	277	2

注:使用 Anderson 等(2002)的软件进行普通铅校正。

## 4.2 白勉峡组形成构造环境讨论

许多学者的研究指出,受地壳混染的大陆板内玄武岩和岛弧(大陆弧)玄武岩均可以在微量元素原始地幔蛛网图中产生明显的 Nb-Ta、Ti 负异常(牟保磊等,1992),不能仅仅依据 Nb-Ta 负异常这种岛弧岩浆岩的地球化学特征将火山岩的形成环境简单地厘定为岛弧环境(李献华等,2002;夏林圻等,2007),也不能利用包含 Nb、Ta、Ti 元素的玄武岩构造环境判别图解中简单地确定构造环境,因为在这些图解中大陆板内玄武岩由于地壳混染作用会使样品投点“漂移”到岛弧玄武岩区域(李献华等,2002;夏林圻等,2007)。因此,在地球化学研究中要认真区分地壳混染的板内玄武岩和岛弧玄武岩的差异。夏林圻等(2007)提出利用玄武岩的 Zr/Y-Y 构造环境判别图解可以有效地消除地壳混染的影响,得到玄武岩形成环境的可靠结论。

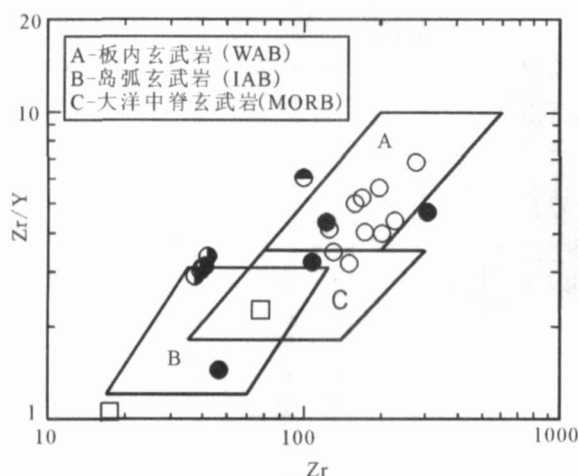


图 11 白勉峡和三湾组基性熔岩( $\text{SiO}_2 < 56\%$ ) Zr/Y-Zr 构造环境判别图解(据 Pearce et al., 1982)。图例同图 2

Fig. 11 Zr/Y vs. Zr tectonic setting of the lavas ( $\text{SiO}_2 < 56\%$ ) in the Baimianxia and the Sanwan Formation

白勉峡组和三湾组形成的构造环境争议较大,主要有三种认识。一是认为其形成于大陆裂谷环境(张国伟等,1988;夏林圻等,1996;徐学义等,2001;张本仁等,2004),夏林圻等(1996)认为其为大陆溢流玄武岩的组成部分;二是认为形成于岛弧环境(凌文黎等,2002;张宗清等,2002;王宗起等,2007);三是认为其形成于洋岛环境(赖绍聪等,2003)。根据前述主量和微量元素的差异表明,白勉峡组下段和上段以及三湾组很可能形成于不同的构造环境。白勉峡组下段火山岩微量元素球粒陨石标准化分配模式中弱的 Nb-Ta 负异常,与洋岛玄武岩富集 Nb-Ta 特征完全不同,以及 Ta ( $0.18 \sim 0.99\mu\text{g/g}$ )、Nb

( $4.18 \sim 13.4\mu\text{g/g}$ ) 含量、Nb/La ( $0.19 \sim 0.97$ )、Ta/Yb ( $0.06 \sim 0.18$ ) 均与典型岛弧玄武岩又不完全相同(Nb  $< 12\mu\text{g/g}$ , Ta  $< 0.7\mu\text{g/g}$ , Nb/La  $< 0.3$ , Ta/Yb  $< 0.1$ , Condie, 1989);火山岩  $\text{TiO}_2 > 1\%$  (多数大于  $1.2\%$ ) 不同于岛弧玄武岩  $\text{TiO}_2 < 1\%$ , 其  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.27\% \sim 17.77\%$  (多数小于  $17\%$ ) 和活动大陆边缘玄武岩 ( $\text{TiO}_2 < 1.2\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 17\%$ ) 亦有较大的差异。同时,火山岩的 Zr 含量多变化在  $108 \sim 308\mu\text{g/g}$ , 远大于岛弧玄武岩的 Zr 丰度;Hf 含量变化在  $1.34 \sim 9.97\mu\text{g/g}$  之间, Hf/Th 比值变化在  $1.46 \sim 5.26$  之间,均类似于板内玄武岩 (Hf/Th  $< 8$ , Condie, 1989)。在不包含 Nb、Ta (为消除地壳混染) 的玄武岩的 Zr/Y-Y 构造环境判别图解中(图 11),除一点外,均落入板内玄武岩。因此,白勉峡组下段火山岩显示出板内玄武岩的地球化学特点,形成于大陆板内裂谷环境。白勉峡组上段火山岩  $\text{TiO}_2 < 1\%$ , 在微量元素原始地幔蛛网图中发育强烈的 Nb-Ta 负异常和中等的 Zr-Hf 负异常, Zr 含量主体介于  $37.6 \sim 42.2\mu\text{g/g}$ , 最高为  $99.4\mu\text{g/g}$ , 均与典型的岛弧环境火山岩的地球化学特征完全一致,在不包含 Nb、Ta 的玄武岩的 Zr/Y-Y 构造环境判别图解中(图 11)均位于岛弧玄武岩分布区附近,因此,白勉峡组上段火山岩应形成于岛弧环境。依据白勉峡组上段火山岩  $T_{\text{DM}}$  与下段火山岩  $T_{\text{DM}}$  基本相同的事实,不排除白勉峡上段火山岩是在白勉峡下段为基底形成的陆缘岛弧。三湾组玄武岩和安山岩具有平坦或亏损的 REE 分布模式,类似于 N-MORB;在 Zr/Y-Zr 图解中落入洋中脊玄武岩区。但其  $\text{TiO}_2$  含量介于  $0.47\% \sim 1.41\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量小于  $16\%$ , 又兼具岛弧玄武岩的特点。结合三湾组中含有大量的火山碎屑岩建造,明显不同于产出洋中脊的火山建造组合,有理由认为三湾组目前的所采样品最有可能形成于弧后盆地环境。三湾组的一个英安岩样品,由于其与玄武岩和安山岩 REE 分配型式差异巨大, Sr-Nd 同位素差异巨大,其  $T_{2\text{DM}}$  与白勉峡下段中基性火山岩  $T_{\text{DM}}$  值一致。因此,该英安岩可能是古生代由白勉峡下组中基性火山岩部分熔融的产物。

## 4.3 地壳混染作用分析

地壳混染作用是当代火成岩研究中一个基础理论问题。与洋岛玄武岩(OIB)相比较,地壳岩石的部分熔融体通常具有很低的  $\text{TiO}_2$  含量,较低的 Nb、Ta、P、Zr、Hf、Y 和中稀土含量,但 Rb、Ba、Th、K 和轻稀土富集(Wilson, 1989)。因此,受到地壳混染的

基性熔岩显示出低的  $Ti/Yb$  和高的  $Ba/Nb$ 、 $La/Nb$  比值特征。在  $La/Ba-La/Nb$  图解中(图 12), 白勉峡下段玄武岩和安山岩样品部分投点位于 OIB 内, 部分投点向 OIB 区域的右下方位移, 显示出其来源于受地壳或被消减作用改造的岩石圈地幔的混染。白勉峡上段和三湾组玄武岩-安山岩样品多数投于 OIB 区域外部, 显示出受地壳或被消减岩石圈改造的特征, 结合上段火山岩的  $Ba/Zr$ 、 $Rb/Zr$  之间具有一定的正相关关系(图略), 可以认为白勉峡上段和三湾组的玄武岩-安山岩中活动元素富集应主要是类似于岛弧玄武岩源区的源混染作用, 而不是岩浆演化过程中的地壳混染(Menzies et al., 2002)。

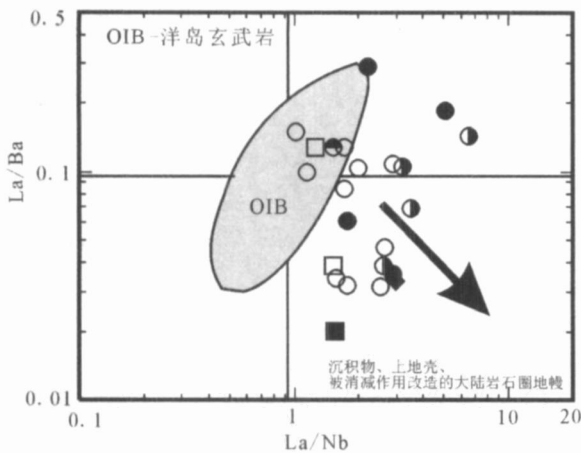


图 12 白勉峡和三湾组火山岩  $La/Ba-La/Nb$  图解

Fig. 12  $La/Ba$  vs.  $La/Nb$  plot for volcanic rocks of

Baimianxian and Sanwan Formation

成分点向高  $La/Nb$  比值方向偏离, 可能代表了岩石圈混染效应, 或是受到了消减带流体的影响 (Fitton et al., 1991; Fitton, 1995)。洋岛玄武岩(OIB)的范围据 Fitton 等 (1991)。图例同图 2

The dispersion to higher  $La/Nb$  ratios may represent the effects of lithosphere contamination and indicate the influence of subduction fluids (Fitton et al., 1991; Fitton, 1995). Field for oceanic-island basalts from Fitton et al. (1991). Symbols same as in Fig.

2. CLM-continental lithospheric mantle

#### 4.4 火山岩源区探讨

$Sr-Nd$  同位素回时计算结果表明, 白勉峡组下段火山岩样品的  $Nd(t)$  值大于 0 以及  $Nd(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_t$  图解中(图 5)位于 OIB 成分区, 表明它们的源区应为与洋岛玄武岩类似的软流圈地幔源区。研究表明, 用  $Yb$  标准化的 HFSE 比值可以消除或减少部分熔融和高压分离结晶作用对元素含量产生的影响, 从而得到岩浆源区的地球化学性质 (Macdonald et al., 2000), 在  $Zr/Yb-Nb/Yb$  图解上(图 13A), 白勉峡组样品均分布在富集地幔范围

内, 三湾组样品分布于 N-MORB 范围附近, 这与白勉峡组火山岩具有高  $LILE/HFSE$  和  $LREE/HREE$  比值的地球化学特征一致, 亦与前述白勉峡组下段火山岩来源于 OIB 源区和白勉峡上段火山岩来源经俯冲带流体改造的富集地幔一致, 亦与三湾组具有小于 1 的  $LREE/HREE$  比值的地球化学性质一致。岩浆演化规律表明, 火山岩浆演化会使愈偏酸性岩浆愈富集元素  $Zr$ , 使  $Zr$  元素在晚期岩浆中具有显著的相容性, 而  $Nb$  和  $Y$  由于不进入独立矿物相中而继续表现出强不相容性。因此, 岩浆结晶分异作用会导致在  $Nb/Y$  比值不变的情况下,  $Zr/Y$  比值迅速增加。在  $Nb/Y-Zr/Y$  图解中(图 13B), 三湾组玄武岩和安山岩样品基本落于 N-MORB 附近, 白勉峡组下段火山岩样品落在远离地幔演化区域, 这种分布特征无法用壳-幔简单混合过程解释, 幔源岩浆的结晶分异作用(FC 过程)能够解释这种地球化学演化特征 (Kerr et al., 1999)。白勉峡组上段火山岩样品主要集中分布于 E-MORB 源区附近, 有一个样品位于地壳与 E-MORB 的混合线上, 同样与白勉峡上段火山岩来源于受俯冲流体改造的富集地幔结论一致。Bogaard 和 Wörner (2003) 利用部分熔融模拟结果, 认为  $La/Sm-Sm/Yb$  图解能给出有关幔源是富集或亏损的更为重要的线索, 从图 13C 中可知三湾组玄武岩和安山岩样品分布位于 N-MORB 部分熔融线附近, 显示出亏损地幔部分熔融的产物; 而白勉峡组下段跨越了软流圈 OIB 型板内源 [此处用中欧软流圈库 (Cebriá and López Ruiz, 1996) 代表软流圈 OIB 型板内源] 的模式熔融曲线, 显示出 OIB 部分熔融特征; 而白勉峡组上段火山岩样品投点均落在 OIB 部分熔融线上, 同样与其受源区受俯冲流体混染形成富集地幔源区部分熔融结论一致。因此, 白勉峡下段火山岩岩浆源区主体为 OIB 地幔源区, 岩浆形成过程中经历了分离结晶作用, 前述主元素相关性图解和微量元素原始地幔蛛网图中存在的  $Sr$  低谷, 说明分离结晶的主要成分为斜长石, 次为单斜辉石。白勉峡上段火山岩应是来源于受俯冲作用改造的富集地幔源区的部分熔融。三湾组玄武岩和安山岩主要来源亏损地幔源区, 类似于 N-MORB 源。

火山岩的  $Dy/Yb-La/Yb$  图解(图 13D) 被用于区分石榴子橄榄岩和尖晶石橄榄岩的熔融 (Bogaard et al., 2003), 从图可见, 白勉峡组和三湾组样品投点落于石榴子石橄榄岩的熔融轨迹的上方或与其重叠, 此种情况表明, 白勉峡组和三湾组镁铁质熔岩的

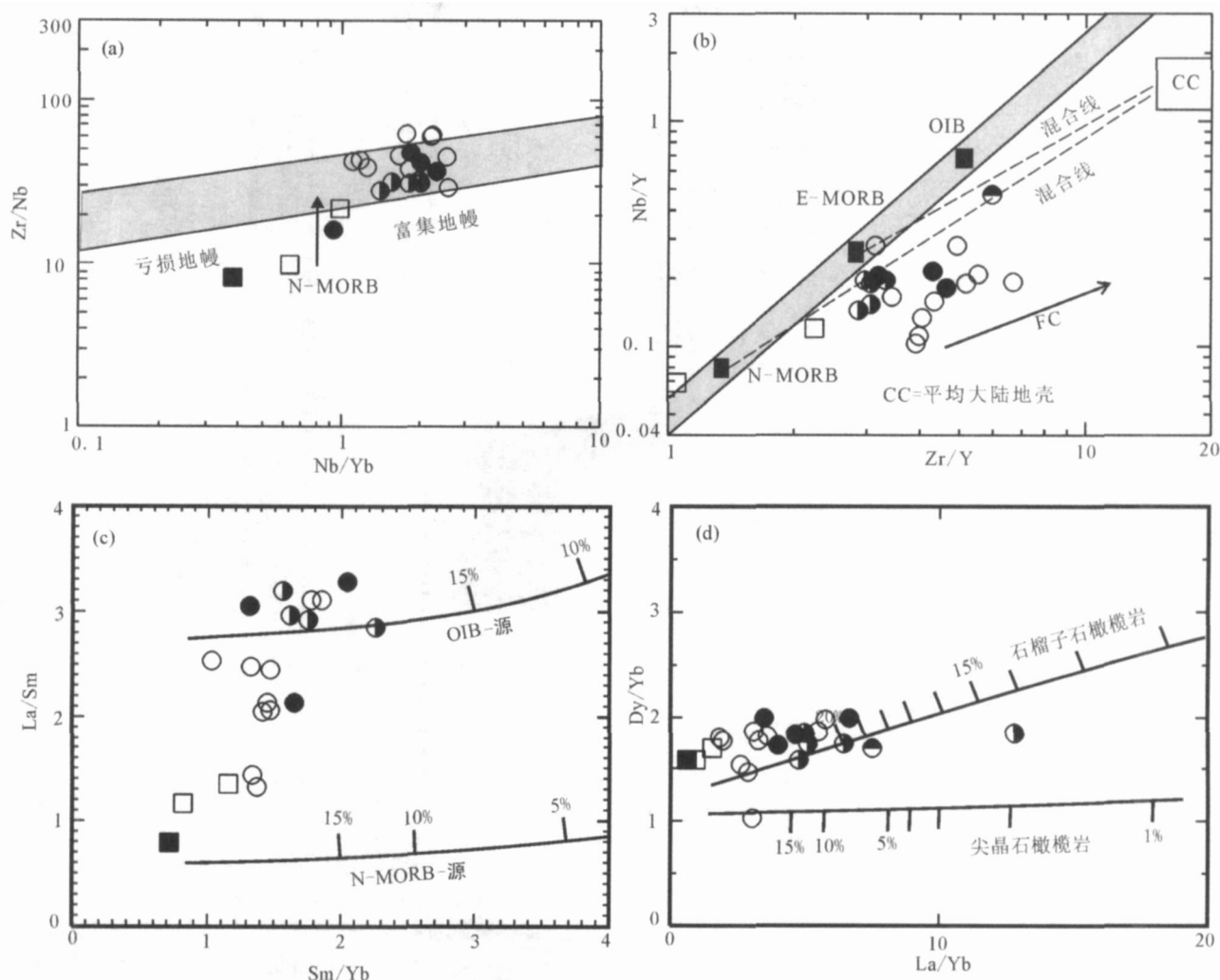


图 13 白勉峡和三湾组火山岩 ( $\text{SiO}_2 < 56\%$ ) 微量元素比值相关图解

Fig. 13 Plots of trace element ratios for volcanic rocks of the Baimianxia and the Sanwan Formtion

(a)  $-\text{Zr}/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$  图解; (b)  $-\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Y}$  图解; (c)  $-\text{La}/\text{Sm}-\text{Sm}/\text{Yb}$  图解; (d)  $-\text{Dy}/\text{Yb}-\text{La}/\text{Yb}$  图解; FC—岩浆结晶分异过程(箭头表示岩浆结晶分异的趋势); CC—平均大陆地壳组成(据 Taylor et al., 1985); OIB—洋岛玄武岩, MORB—洋中脊玄武岩(据 Sun S et al., 1989)

(a)  $-\text{Zr}/\text{Yb}$  vs.  $\text{Nb}/\text{Yb}$  diagram; (b)  $\text{Nb}/\text{Y}$  vs.  $\text{Zr}/\text{Y}$  diagram; (c)  $-\text{La}/\text{Sm}$  vs.  $\text{Sm}/\text{Yb}$  diagram; (d)  $-\text{Dy}/\text{Yb}$  vs.  $\text{La}/\text{Yb}$  diagram; FC—represents the processes of magma fractional crystallization and the arrow direction suggests the trend of magma fractional crystallization; CC—is the average compositional point of continental crust

幔源的部分熔融均是发生在石榴子石稳定区内。

## 5 结论

前人划分的白勉峡组可以分为上下两段,两者之间以断裂接触,均经历了强烈的变形作用。白勉峡组下段火山岩变质程度高,  $\text{TiO}_2$  大于 1%, 形成时代为 1144Ma, 具有大陆板内火山岩的岩石地球化学特点, 形成于大陆板内裂谷环境, 可能是中元古代末期大规模拉张事件的地质记录。其源区为与洋岛玄武岩类似的软流圈地幔源区, 部分熔融发生在石榴子石二辉橄榄岩稳定区, 岩浆在演化过程中经历

了一定分离结晶作用(分离结晶矿物为斜长石 + 单斜辉石)和地壳混染作用。白勉峡组上段火山岩形成时代可能为 437Ma, 有可能跨到晚古生代, 具有典型岛弧火山岩的地球化学特点, 形成于岛弧环境或陆缘岛弧环境, 其源区为受俯冲作用改造的富集地幔区, 部分熔融亦发生于石榴子石二辉橄榄岩稳定区。三湾组中基性火山岩具有与 N-MORB 相似的稀土元素和微量元素特征, 形成于弧后盆地环境, 岩浆源于与 N-MORB 近似的亏损地幔源区。白勉峡组上段和三湾组火山岩可能是古生代同一洋陆转化的地质记录。

**致谢:** LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄测定和锆石 CL 照相得到了西北大学大陆动力学实验室柳小明研究员、第五春荣博士、西安地质矿产研究所唐南安研究员的协助,元素分析得到了西安地质矿产研究所郑民奇研究员的协助。本文初稿承蒙张二朋研究员审阅并提出宝贵意见,在此一并表示感谢。

### 参 考 文 献

- 邓晋福, 罗照华, 苏尚国. 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用. 北京: 地质出版社.
- 邓晋福, 赵国春, 赵海玲, 罗照华, 戴圣潜, 李凯明. 2000. 中国东部燕山期火成岩构造组合与造山—深部过程. 地质论评, 46 (1): 41 ~ 48.
- 赖绍聪, 李三忠, 张国伟. 2003. 陕西西乡群火山-沉积岩系形成构造环境: 火山岩地球化学约束. 岩石学报, 19 (1): 143 ~ 152.
- 赖绍聪, 杨瑞英, 张国伟. 2001. 南秦岭西乡群孙家河组火山岩形成构造背景及其大地构造意义的讨论. 地质科学, 3: 296 ~ 303.
- 李献华. 1998. 华南晋宁期造山运动-地质年代学和地球化学制约. 地球物理学报, 41 (增刊): 184 ~ 193.
- 李献华. 1999. 广西北部新元古代花岗岩锆石 U-Pb 年代学及其构造意义. 地球化学, 28 (1): 1 ~ 9.
- 李献华, 李正祥, 周汉文等. 2002. 川西新元古代玄武岩岩浆岩的锆石 U-Pb 年代学、元素和 Nd 同位素研究: 岩石成因与地球动力学意义. 地学前缘, 9 (4): 329 ~ 338.
- 凌文黎, 高山, 欧阳建平. 2002. 西乡群的时代与构造背景: 同位素年代学及地球化学制约. 中国科学, 32 (2): 102 ~ 112.
- 凌文黎, 张本仁, 张宏飞等. 1996. 扬子克拉通北缘中、新元古代洋壳俯冲及壳幔再循环作用同位素地球化学证据. 地球科学, 21 (3): 332 ~ 335.
- 牟保磊, 阎国翰. 1992. 燕辽三叠纪碱性偏碱性杂岩体地球化学特征及其意义. 地质学报, 66 (2): 108 ~ 122.
- 陕西省地质矿产局. 1989. 陕西省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1 ~ 698.
- 陶洪祥, 陈祥荣, 冯鸿儒等. 1982. 汉南“西乡群”的地层划分与对比. 西安地质学院学报, 4 (1): 32 ~ 34.
- 陶洪祥, 何恢亚, 王全庆等. 1993. 扬子板块北缘构造演化史. 西安: 西北大学出版社, 1 ~ 135.
- 王宗起, 闫榛, 闫全人等. 2007. 秦岭造山带结构与造山作用过程 (内部研究报告).
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 1996. 南秦岭元古宙西乡群大陆溢流玄武岩的确定及其地质意义. 中国科学 (D 辑), 26 (6): 513 ~ 522.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义等. 2007. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩. 岩石矿物学杂志, 26 (1): 81 ~ 93.
- 徐学义, 夏林圻, 夏祖春. 2001. 南秦岭元古宙板内火山作用特征及构造意义. 岩石矿物学杂志, 20 (3): 38 ~ 45.
- 张本仁, 高山, 张宏飞等. 2004. 秦岭造山带地球化学. 北京: 地质出版社, 1 ~ 198.
- 张国伟, 梅志超, 周鼎武等. 1988. 秦岭造山带的形成及演化. 见: 秦岭造山带的形成及演化, 西安: 西北大学出版社, 1 ~ 16.
- 张宗清, 张国伟, 唐索寒. 2002. 南秦岭变质地层同位素年代学. 北京: 地质出版社, 1 ~ 256.
- Bogaard P J F, Wörner G. 2003. Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, central Germany. Journal of Petrology, 44: 569 ~ 602.
- Bureau of Geology and Mineral resources of Shaanxi Province. 1989. Regional geology of Shaanxi Province, Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 698 (in Chinese).
- Cebriá J M, López Ruiz J. 1996. A refined method for trace element modeling of nonmodal batch melting processes: the Cenozoic continental volcanism of Calatrava, Spain. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60: 1355 ~ 1366.
- Condie K S. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary: Identification and significance. Lithos, 23: 1 ~ 18.
- Deng J F, Luo Z H, Su S G. 2004. Petrogenesis, tectonic setting and mineralization. Beijing: Chinese Geological Publishing House (in Chinese).
- Deng J F, Zhao G C, Zhao H L, Luo Z H, Dai S Q, Li K M. 2000. The volcanic rock associations and deep processes. Geological Review, 46 (1): 41 ~ 48.
- Fitton J G, James D, Leeman W P. 1991. Basic magmatism associated with the late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. J. Geophys. Res, 96: 13693 ~ 13711.
- Fitton J G. 1995. Coupled molybdenum and niobium depletion in continental basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 136: 715 ~ 721.
- Kerr A C, Marriner G F, Tarney J, et al. 1999. Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. J. Petrol, 38: 677 ~ 702.
- Lai Shaocong, Li Sanzhong, Zhang Guowei. 2003. Tectonic settings of the volcano-sedimentary rock association from Xixiang Group, Shaanxi province: volcanic rock geochemistry constraints. Acta Petrologica Sinica, 19 (1): 143 ~ 152 (in Chinese with English abstract).
- Lai Shaocong, Yang Ruiying, Zhang Guowei. 2001. Tectonic setting and implication of the Sunjiahe volcanic rocks, Xixiang Group, in south Qiling. Geological Sciences, 3: 296 ~ 303 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua. 1998. The Jinning Orogen of South China: Geochronology and geochemistry. Acta Geophysica Sinica, 41 (suppl): 184 ~ 193 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua. 1999. U-Pb zircon ages of granites from the northern Guangxi and its tectonic significance. Geochimica, 28 (1): 1 ~ 9 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Li Zhengxiang, Zhou Hanwen et al. 2002. U-Pb zircon geochronological, geochemical and Nd isotopic study of Neoproterozoic basaltic magmatism in western Sichuan: Petrogenesis and geodynamic implications. Earth Science Frontiers, 9 (4): 329 ~ 338 (in Chinese with English abstract).
- Ling Wenli, Gao Shan, Ou Yang Jianping et al. 2002. The age and

- tectonic settings of Xixiang Group: Evidences from isotopic geochronology and geochemistry. *Sciences in China (Series D)*, 32(2): 102 ~ 112 (in Chinese).
- Ling Wenli, Zhang Benren, Zhang Hongfei et al. 1996. Isotopic geochemical evidence for the oceanic crust subduction and crust/mantle recirculation during middle-late Proterozoic era in north margin of Yangtze plate. *Earth Science*, 21 (3): 332 ~ 335 (in Chinese with English abstract).
- Macdonald R, Hawkesworth C J, Heath E. 2000. The lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews*, 49: 1 ~ 76.
- Menzies M A, Klemperer S L, Ebinger C J, Baker J (eds.). 2002. Volcanic rifted margins, Special Paper, 362. Geological Society of America, Boulder, CO, 1 ~ 230.
- Miyashiro A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.*, 83: 249 ~ 281.
- Mo Baolei, Yan Guohan. 1992. The geochemical characteristics and significant of the Triassic alkali and subalkali intrusions in Yanshan-Liaohai area. *Acta Geologica Sinica*, 66 (2): 108 ~ 122 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorps R S (ed), *Andesites*. New York: John Wiley and Sons, 525 ~ 548.
- 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 J (eds). *Magmatism in the ocean basins*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 42: 313 ~ 345.
- Tao Hongxiang, Cheng Xiangrong, Feng Hongru et al. 1982. Strata classification and comparison for the "Xixiang Group" in Southern Hanzhong. *Journal of Xian College of Geology*, 4(1): 32 ~ 44 (in Chinese with English abstract).
- Tao Hongxiang, He Huiya, Wang Quanqing et al. 1993. Tectonic evolutionary history of northern margin of Yangtze plate. Xian: Northwest University Press, 1 ~ 135 (in Chinese).
- Taylor S R, McLennan S M, 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution—An Examination of the Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1 ~ 312.
- Wang Zongqi, Yan Zhen Yan Quanren et al. 2007. Structure and tectonic evolution of Qiling orogenic belt (unpublished, in Chinese).
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman Press, 295 ~ 323.
- Whinchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325 ~ 343.
- Wright J B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to question of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106(4): 370 ~ 384.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi. 1996. Determination of Proterozoic continental flood basalt of Xixiang Group in south Qiling and its geological significance. *Science in China (Series D)*, 26(6): 513 ~ 522 (in Chinese).
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi et al. 2007. The discrimination between continental basalt and island arc basalt based on geochemical method. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 26(1): 81 ~ 93 (in Chinese with English abstract).
- Xu Xueyi, Xia Linqi, Xia Zuchun. 2001. The characteristics of Proterozoic within-plate volcanic rocks from south Qiling and its tectonic significance. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3): 38 ~ 45 (in Chinese with English abstract).
- Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geostandard and Geoanalytical Research*, 28: 353 ~ 370.
- Zhang Benren, Gao Shan, Zhang Hongfei et al. 2004. Geochemistry study on Qiling Mts. Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 198 (in Chinese).
- Zhang Guowei, Mei Zhichao, Zhou Jingwu et al. 1988. The formation and evolution of Qiling orogenic belt. In: *The formation and evolution of Qiling orogenic belt*, Xi'an: Northwest University Publishing House, 1 ~ 16 (in Chinese).
- Zhang Zongqing, Zhang Guowei, Tang Suohan. 2002. Metamorphic strata and isotopic geochronology from Southern Qinling Mts. Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 256 (in Chinese).
- Zindler A, Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493 ~ 571.



## Geochemical Constrains on the Petrogenesis and Tectonic Setting Discrimination of Volcanic Rocks from the Baimianxia and the Sanwan Formations

XU Xueyi<sup>1)</sup>, CHENG Junlu<sup>1)</sup>, LI Xiangmin<sup>1)</sup>, MA Zhongping<sup>1)</sup>,  
WANG Hongliang<sup>1)</sup>, LI Ping<sup>2)</sup>, LI Ting<sup>2)</sup>

1) Xian Center of Geological Survey, CGS, Xi an, 710054;

2) College of mineral Resources, Changan University, Xi an, 710069

### Abstract

On the basis of petrogeochemical data, the volcanic lavas of Baimianxia Formation can be classified into two major parts. These are a high  $\text{TiO}_2$  ( $> 1\%$ ) type situated in lower part with high-grade metamorphism; and low  $\text{TiO}_2$  ( $< 1\%$ ) type situated in upper part with low-grade metamorphism. The volcanic rocks in lower part has dominantly tholeiitic lavas with chondrite normalized REE patterns exhibiting high REE contents ( $\text{REE} = 83.4 \sim 180.8 \mu\text{g/g}$ ), high LREE/ HREE ratios ( $\text{LREE/ HREE} = 2.17 \sim 5.85$ ) and weak negative Eu anomaly ( $\text{Eu} = 0.79 \sim 1.01$ ), also the trace element patterns display weak Nb-Ta anomalies with respect to Th, K, La, Ce, elemental and isotopic data is similar to the signatures of within plate lavas and suggest the lavas in lower part originated from within plate setting. In contrast, the volcanic rocks in upper part exhibit low REE contents, low LREE/ HREE ratios, and pronounced Nb-Ta anomalies with respect to Th, K, La, Ce, these are typical arc or continental arc signature. While the basalts and andesites in Sanwan Formation show flat or LREE depletion patterns, similar to N-MORB, together with the rock associations, we suggest these lavas formed in back-arc basin setting. LA-ICPMS zircon U-Pb dating for basalts in upper part of Baimianxia Formation and elemental and Sr-Nd isotopic data suggest the age of lavas in lower part of Baimianxian Formation is 1144Ma or so, and which originated from asthenospheric oceanic-island-basalt-like mantle source within the garnet stability field with fractional crystallization and crustal contamination and continental lithospheric mantle also contributing significantly to the formation the the lavas. Instead, the lavas in upper part of Baimianxia Formation formed about 437Ma and maybe continued to late Paleozoic, they may originate from arc or continental arc in response to aqueous fluids or melt expelled from a subducting slab, and the partial melting occurred in garnet stability field. The samples of basalts and andesites show they are derived from depleted mantle source similar to N-MORB. Finally, we can conclude that the lavas in upper part of Baimianxia Formation represent the geological records of rift-related volcanism in middle Proterozoic. Whereas, the lavas in upper part of Baimianxia Formation and Sanwan Formation may be generated by the oceanic and continental conversion occurred in Paleozoic.

**Key words:** Baimianxia and Sanwan formations; petrogenesis and tectonic setting; LA-ICPMS zircon dating; petrogeochemistry; northern margin of Yangtze Plate