

青藏高原东北缘红墙玄武岩的年代学、地球化学特征及成因初探

丁 一^{1,2}, 喻学惠¹, 莫宣学¹, 李小伟¹, 黄雄飞¹, 韦 萍¹, 和文言¹

1. 地质过程与矿产资源国家重点实验室; 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083

2. 江苏省地质矿产局 第四地质大队, 江苏 苏州 215129

DING Yi^{1,2}, YU Xuehui¹, MO Xuanxue¹, LI Xiaowei¹, HUANG Xiongfei¹, WEI Ping¹,
HE Wenyan¹

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources; School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China

2. The Fourth Geology Prospecting Team of Jiangsu Geology & Mineral Exploration Bureau, Suzhou 215129, China

DING Yi, YU Xuehui, MO Xuanxue, et al. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of the Hongqiang basalts from Northeast Qinghai-Tibetan Plateau. *Earth Science Frontiers*, 2013, 20(3): 180-191

Abstract: West Qinling orogenic belt located at the northeastern margin of Tibetan Plateau is a transform junction belt among the Paleo-Asian tectonic domain, the Tethyan tectonic domain and the Pacific tectonic domain, and is a key region in the division of the geographical and geological structures between the eastern and western China. A large amount of Mesozoic volcanic rocks are widely distributed in West Qinling. However, there are some debatable issues on petrogenesis and geodynamic settings of the Mesozoic volcanic rocks in this region, because of poor basic geological research in the past, especially lacking reliable geochronological and geochemical data of the volcanic rocks, which had affected the comprehensive understanding of the tectonic setting and evolutionary history of West Qinling. In this paper, we present petrographic, geochemical and isotopic chronological data of Mesozoic basalts in Hongqiang Area of Xiahe County in West Qinling, Gansu Province, and discuss its petrogenesis and geodynamic setting. The LA-ICP-MS zircon U-Pb age of the basalt is $(104.8 \pm 0.99)\text{Ma}$ ($\text{MSWD}=0.63$) which is consistent with its field relationships, and indicates that the magma activity of the Hongqiang basalts occurred mainly in the Early Cretaceous. The petrographic study shows that the basalts are characteristic of occurring plagioclase phenocrysts with large amount of plagioclase microlites and micro-phenocrysts in the groundmass. In petrochemistry the volcanic rocks are characteristic of higher SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O and lower CaO contents demonstrating that the basalts belong to a sodic-alkaline magma series which is different from the Cenozoic ultrapotassic volcanic rocks from Lixian-Dangchang in the eastern part of the study area. As to geochemistry, the Hongqiang basalts are rich in REE and HREE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) and slightly depleted in LILE (Rb, K), and have positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (5.9-7.5), low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7033-0.7056) and Pb isotopic ratios are $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=17.707-18.319$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=15.398-15.626$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=37.266-38.454$ respectively. All of these mentioned above indicate that the Early Cretaceous basalts of Hongqiang have the geochemical characteristics similar to continental OIB, and their source may be a depleted asthenosphere mantle with mixing characteristics of DMM and PREM. Combined with a comprehensive analysis of the geotectonic setting of the Hongqiang basalts and contrastive research between

收稿日期:2012-06-30;修回日期:2012-10-29

基金项目:中国地质调查局重要基础研究项目“青藏高原重大关键地质问题研究”下属子课题“青藏高原重要构造岩浆事件与深部过程研究”(1212011121260)

作者简介:丁 一(1987—),女,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail:dy_0514@126.com

<http://www.earthsciencefrontiers.net.cn> 地学前缘,2013,20(3)

Hongqiang Early Cretaceous basalts and Lixian-Dangchang Cenozoic ultrapotassic volcanic rocks, we suggest that the Early Cretaceous Hongqiang basalts may be a product of continental rift magmatism, its petrogenesis and dynamic background are strongly associated with the nature and evolution of North-South Tectonic Belt since Mesozoic. The differences on the petrography, whole rock geochemistry, magma series and types of the volcanic rocks between Early Cretaceous sodic-alkaline basalts and Cenozoic ultrapotassic volcanic rocks in the E-W segment of West Qinling may be related to the evolution of the asthenospheric mantle source during different periods and the depth of magmagenesis as well as the degree of partial melting.

Key words: West Qinling; Early Cretaceous; sodic; OIB; asthenospheric mantle

摘要:西秦岭地处青藏高原东北缘,是古亚洲构造域、特提斯构造域和滨太平洋构造域的交接转换带,也是分野中国大陆东、西部地理与地质构造的关键部位。该区广泛分布了大量中生代火山岩。由于该区基础地质研究程度很低,特别是缺少可靠的年代学和地球化学资料,对该区中生代火山岩的成因及地球动力学背景一直存在争议,影响了人们对西秦岭大地构造属性及发展演化历史的全面认识。文中提供了甘肃西秦岭夏河县麻当乡红墙村中生代玄武岩的岩相学、地球化学和同位素年代学研究资料和数据,对火山岩的成因与动力学条件进行了初步讨论。红墙玄武岩中分离出的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果表明,该玄武岩形成于 $(104.8 \pm 0.99) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=0.63$),与野外观察结果一致,证明红墙玄武岩是早白垩世火山作用产物。岩相学和地球化学的观察和研究显示,该套岩石以出现斜长石斑晶、基质中出现大量斜长石微晶或微斑晶为特征,岩石具有较高的 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Na_2O 和较低的 CaO ,属于钠质碱性玄武岩,而不同于该研究区东部礼县—宕昌一带新生代超钾质火山岩。红墙玄武岩在地球化学方面具有富集轻稀土和部分高场强元素(如 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 等),亏损大离子亲石元素(Rb、K 等),正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=5.9 \sim 7.5$ 和低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)=0.7033 \sim 0.7056$ 以及 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=17.707 \sim 18.319$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=15.398 \sim 15.626$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=37.266 \sim 38.454$ 等特征。所有这些特征一致表明,红墙早白垩世玄武岩具有与大陆 OIB 相似的地球化学特征,其源区可能具有 DMM 和 PREMA 端员混合的特点,推测其主要来自亏损的软流圈地幔。结合对火山岩产出大地构造背景的综合分析及与礼县—宕昌新生代超钾质火山岩的对比,提出红墙早白垩世钠质碱性玄武岩是大陆裂谷岩浆作用的产物,其成因和动力学背景与自中生代以来南北构造带的裂谷性质及其发展演化有关。西秦岭东、西两段新生代与早白垩世火山岩在岩相学、全岩化学以及岩石系列和类型方面的差异,可能与不同时期软流圈地幔源区的演化、岩浆起源深度和部分熔融程度等有关。

关键词:西秦岭;早白垩世;钠质;OIB;软流圈地幔

中图分类号:P588.145 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2013)03-0180-12

红墙玄武岩位于西秦岭西段的甘肃省夏河县境内。据有关研究指出,西秦岭是中国东西部构造转换的关键地区,晚三叠世特提斯洋闭合以后,西秦岭地区基本已整体处于陆内演化阶段。因此,晚中生代以来该区发育的火山岩,是西秦岭地区自中生代以来复杂的俯冲碰撞-陆内叠复造山过程的重要记录,也是该区乃至中国大陆东西和南北地质构造演化的深部动力学机制和背景的重要指示^[1]。但是,由于西秦岭地区基础地质,特别是中生代火山岩的研究程度较低^[2-4],对晚中生代火山岩的岩石类型、岩浆活动时代和岩浆成因等方面尚存在争议,特别是缺乏可靠的定年数据。因此,对中生代火山作用的成因、构造背景及动力学机制等还缺少明确的认识^[5-6]。本文以西秦岭夏河红墙地区中生代火山岩作为主要研究对象,通过野外地质调研和岩石学、地球化学等方面的研究,对火山岩的成因、地幔源区特

征以及动力学背景和机制进行初步讨论。

1 地质背景和样品

西秦岭北以青海湖南山断裂为界与祁连地体相邻,南以阿尼玛卿—勉略缝合带与松潘甘孜地体接壤,西以鄂拉山弧形岩浆带和共和盆地与柴达木地体相邻,向东以宝成铁路为界,与东秦岭分野。在广义的青藏高原次级构造单元的划分中,属青藏高原东北缘与中国东部的过渡地区,也是三大构造域:古亚洲构造域、特提斯构造域和滨太平洋构造域的交汇部位。由于自显生宙以来三大构造域相互叠加与改造,使其区域演化历史极其复杂,对其分析和解释也变得异常困难^[7]。

红墙玄武岩分布于甘肃西秦岭夏河县麻当乡红墙村一带。该区主要发育了一套二叠系陆相板岩、

砂岩、砾岩, 三叠系陆相板岩、砂岩、粉砂岩, 以及白垩系陆相砂岩、砾岩、砂砾岩、泥质粉砂岩等。红墙玄武岩出露在二叠系之上, 其上为第三系红层覆盖^[8]。研究区岩浆活动较为频繁, 岩浆岩出露面积较大, 侵入岩主要为印支期、燕山期及海西期的花岗岩、辉绿岩等, 火山岩主要为中、晚侏罗世郎木寺组安山岩、玄武岩等。

本次样品采自甘肃省夏河县麻当乡红墙村, 地理坐标为 $N35^{\circ}18'$, $E102^{\circ}46'$ 。玄武岩分布区呈近东西向分布(图1), 出露面积不足 6 km^2 。野外露头上可见该玄武岩呈角度出露于二叠纪地层之上。岩石呈灰黑色、暗红色, 斑状结构, 块状构造或气孔杏仁构造。

偏光显微镜下可见红墙玄武岩为斑状结构(图2), 斑晶主要有橄榄石、斜长石、辉石, 偶见黑云母。斑晶含量约为 25%, 其中橄榄石斑晶含量(3%~5%), 呈自形到半自形晶, 裂隙十分发育, 干涉色达到三级蓝绿, 少量橄榄石斑晶具有伊丁石化或绿泥石化; 辉石斑晶含量大概在 10%~15%, 主要呈六

边形或短柱状的自形-半自形晶, 少量辉石斑晶发育聚片双晶或熔蚀结构, 干涉色达到二级黄到二级蓝, 部分辉石有微弱的绿泥石化; 斜长石斑晶含量为 10% 左右, 呈板柱状、长条状自形到半自形晶, 聚片双晶发育, 有明显绿帘石化; 黑云母斑晶含量极少, 多色性不明显, 平行节理发育, 蚀变较强。基质中含有大量斜长石微晶或微斑晶而不同于西秦岭东段礼县—宕昌一带新生代的超钾质火山岩。微晶斜长石之间为极细粒的橄榄石、辉石颗粒以及隐晶质, 玻璃质充填, 构成基质的间粒间隐结构或间隐结构。此外基质中还含有钛铁矿、磁铁矿、赤铁矿、锆石等矿物。

2 红墙火山岩的地球化学

地球化学分析样品的加工在河北廊坊区调队实验室完成。主量元素测试在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成, 微量稀土

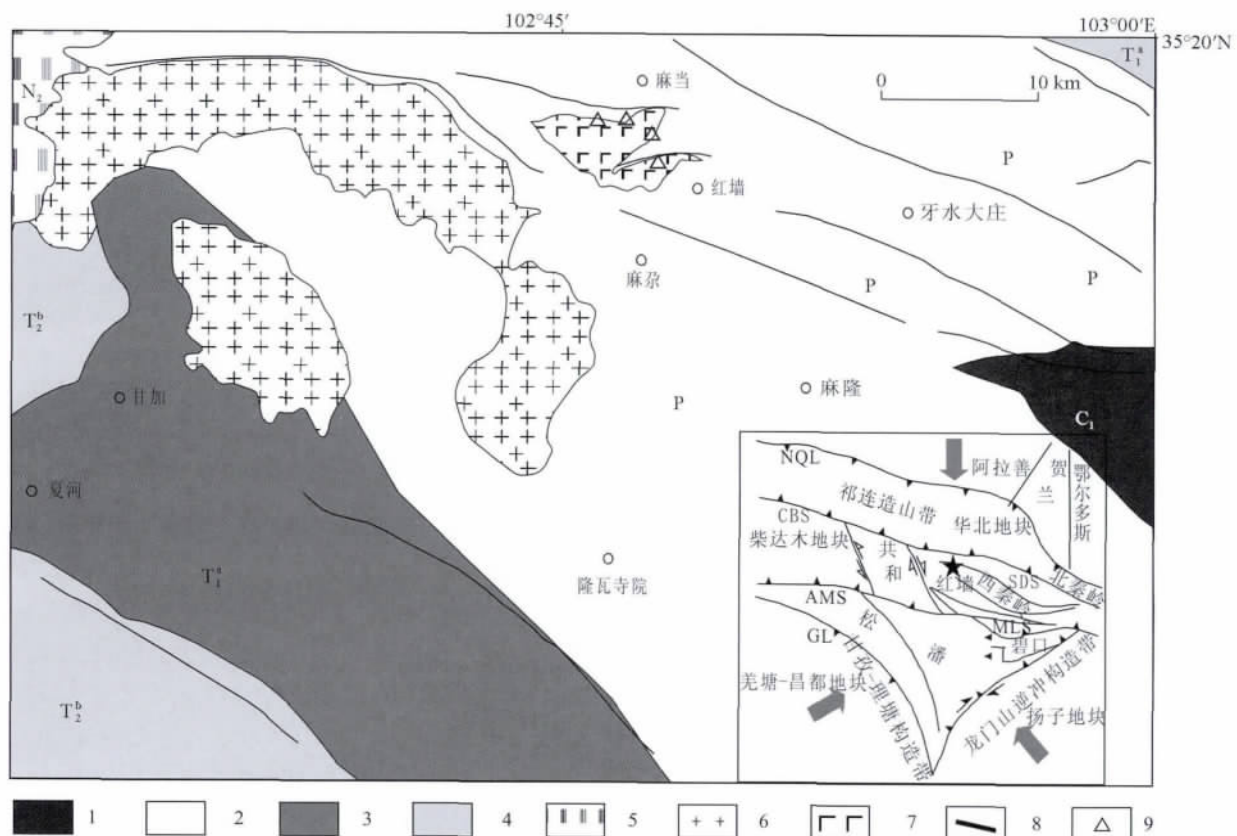


图1 西秦岭红墙地区地质简图^[7-8]

Fig. 1 Simplified geologic map of Hongqiang Area in West Qinling^[7-8]

1—早石炭世砂岩板岩; 2—二叠纪板岩砂岩砾岩; 3—早三叠世板岩粉砂岩; 4—晚三叠世砂岩; 5—上新世砾岩砂岩; 6—印支期花岗岩闪长岩; 7—红墙玄武岩; 8—断裂; 9—采样点。

元素及 Sr-Nd-Pb 同位素的分析测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室和天津地质矿产研究所完成。同位素标样 BCR-2 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705\,041 \pm 6 \times 10^{-6}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} =$

$0.512\,696 \pm 1 \times 10^{-5}$, 标样 NBS983 的 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.013\,733 \pm 2 \times 10^{-7}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.071\,166 \pm 4 \times 10^{-7}$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.000\,371 \pm 1 \times 10^{-7}$ 。详细的实验方法与流程见参考文献[9-11], 分析测试结果见表 1。

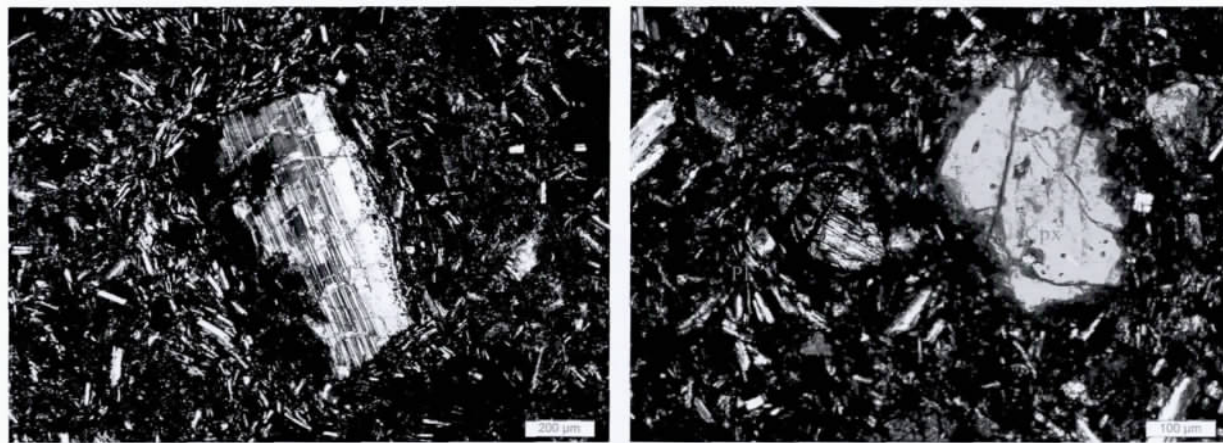


图 2 红墙玄武岩的岩相学特征

Fig. 2 Petrographical characteristics of Hongqiang basalts

表 1 红墙碱性玄武岩全岩地球化学及同位素数据

Table 1 Whole-rock geochemical and Sr, Nd and Pb isotope composition data of alkaline basalts in Hongqiang

样品 编号	$w_{\text{B}}/\%$												Mg [#]
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	
HQ10-1	49.1	2.8	17.23	10.41	0.04	5.72	4.23	3.21	0.91	0.19	5.47	99.3	0.52
HQ10-2	47.98	3.1	15.29	11.78	0.05	5.81	5.55	2.62	0.74	0.44	6.86	100.2	0.5
HQ10-3	44.27	2.8	16.14	11.98	0.07	4.84	4.62	4.82	0.6	0.68	8.32	99.13	0.45
HQ10-4	49.58	2.74	15.19	11.78	0.05	5.9	3.99	3.54	0.42	0.24	6.07	99.5	0.5
HQ10-5	51.92	2.88	17.27	11.66	0.02	3.25	1.81	6.1	0.5	0.18	4.23	99.81	0.36

样品 编号	$w_{\text{B}}/10^{-6}$																		
	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta
HQ10-1	16.2	1.69	25.6	230	402	52.1	204	54.6	103	19.9	15.7	857	24.8	221	39.9	1.09	158	4.83	2.29
HQ10-2	22.2	1.71	19.6	211	228	49.6	132	36.4	74.4	17.7	8.36	1102	25.1	240	44.9	1.83	163	4.98	2.55
HQ10-3	15.2	1.68	26.5	224	290	38.7	154	54.4	69.5	20.7	6.23	402	22.1	284	52.8	0.26	51.4	5.82	3.12
HQ10-4	53.9	1.29	21.8	224	488	39.7	241	215	60.8	15.1	9.91	823	19.4	192	34.8	1.13	191	3.98	2.02
HQ10-5	31.7	1.49	17.5	103	227	40.2	141	44.1	63.7	17	16.9	275	23.1	204	40.7	0.97	79.3	4.59	2.37

样品 编号	$w_{\text{B}}/10^{-6}$																	
	Pb	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\sum\text{REE}$
HQ10-1	2.25	2.05	0.60	24.3	52	6.19	25.9	5.42	1.84	5.19	0.82	4.61	0.89	2.31	0.33	1.95	0.28	132
HQ10-2	1.59	2.11	0.78	27.9	57.4	7.02	29.4	6.06	2.01	5.82	0.91	4.85	0.87	2.26	0.32	1.87	0.26	147
HQ10-3	2.26	3	1.19	33.5	64.9	7.58	30.9	6.19	1.99	5.81	0.85	4.55	0.79	2.06	0.27	1.63	0.24	161.3
HQ10-4	1.32	1.77	0.82	18.8	42.3	5.11	21.5	4.73	1.56	4.53	0.71	4.04	0.76	2.02	0.28	1.71	0.26	108.3
HQ10-5	7.06	2.59	1.27	30.6	61.8	7.77	33.1	6.86	2.03	6.3	0.9	4.73	0.83	2.06	0.27	1.64	0.23	159.1

续表

样品编号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$
HQ10-1	0.054	0.703 7	4	0.703 61	0.111 3	0.512 987	12	8.0	0.512 8
HQ10-2	0.023	0.703 3	5	0.703 28	0.109 6	0.512 991	10	8.1	0.512 9
HQ10-3	0.046	0.705 6	5	0.705 53	0.106 5	0.512 997	10	8.2	0.512 9
HQ10-4	0.036	0.704 7	6	0.704 63	0.117	0.512 996	14	8.1	0.512 9
HQ10-5	0.183	0.704 5	4	0.704 34	0.110 3	0.512 941	10	7.1	0.512 9

样品编号	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$
HQ10-1	18.214 7	0.001 6	15.447 2	0.001 4	37.901	0.004 2	17.896 5	15.431 9	37.556 6
HQ10-2	18.286 1	0.001 4	15.431 6	0.001 0	37.843 8	0.002 6	17.707 1	15.403 8	37.344 8
HQ10-3	18.458 6	0.000 8	15.459 8	0.000 8	38.062 7	0.002 4	17.831 5	15.429 6	37.558 3
HQ10-4	18.393 6	0.002	15.430 4	0.001 8	37.842 1	0.005 4	17.654 1	15.394 8	37.333 8
HQ10-5	18.440 5	0.001	15.580 5	0.001 0	38.395	0.002 6	18.277 9	15.572 7	38.265 8

注: 本文样品主量元素在中国地质大学(北京)测试; 微量稀土元素在中国地质大学(武汉)测试; 同位素在天津地质矿产研究所完成测试。

2.1 主量元素

研究区玄武岩具代表性的全岩分析结果列于表1。由表可见, 研究区火山岩 SiO_2 含量为 44.27%~51.92%, 平均为 48.93%; Al_2O_3 含量为 15.19%~17.40%, 平均为 16.39%; TiO_2 含量为 2.74%~3.10%, MgO 含量为 2.61%~5.90%, 平均为 4.47%; $\text{Mg}^\#$ 和全碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)含量变化较大, 分别为 30~61 和 3.36%~6.60%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 为 3.52~12.19, 平均为 6.52, 明显高于岛弧区火山岩和典型大洋中脊拉斑玄武岩^[12]。但 SiO_2 、 Al_2O_3 与 MgO 之间的相关关系不明显, 与 OIB 型碱性玄武岩相似^[13-14]。样品蚀变较为明显, 烧失量较高, 因此我们不采用传统的 TAS 图解, 而是采用微量元素图解对岩石类型进行分类命名。在 Zr/TiO_2 - Nb/Y 图中(图3), 所有样品均落入碱性玄武岩区。在 K_2O - Na_2O 图解中(图4a), 样品均落在钠质区域内。在 SiO_2 - Al_2O_3 图解中(图4b), 绝大多数样品落在过碱性系列区, 因此红墙玄武岩属于钠质碱性玄武岩。

2.2 微量元素

红墙玄武岩的稀土和微量元素分析结果列于表1, 经球粒陨石标准化的稀土配分模式见图5。岩石稀土元素含量较高, 一般为 $(132\sim 189) \times 10^{-6}$, 轻稀土元素富集, 配分曲线为平滑右倾型。轻重稀土分异中等, $\sum \text{LREE} / \sum \text{HREE} = 6.62\sim 8.43$, $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}} = 6.80\sim 10.14$, 平均为 8.59; $\delta\text{Eu} = 0.95\sim 1.06$, 平均为 1.01, 基本不存在铕异常, 说明在岩浆演化过程中没有发生斜长石的分离结晶作用。重稀土分馏中等偏高, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 7.89\sim 14.73$, Sm/Yb 比值较高(3.00~4.54), 表明源区可能有残留石榴石^[17]。在原始地幔标准化的微量元素蜘蛛图中(图7b), 亏损高场强元素 P, 指示源区可能存在磷灰石的分离结晶作用, 样品的 Ti/V 为 75.60~166.51, Th/Ta 为 0.83~1.09, Th/Y 为 0.08~0.13, Ta/Yb 为 1.17~1.91, 表明该区大部分大离子亲石元素和高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Th 和 U 富集, 而亏损 Rb、K, 与典型的板内洋岛型玄武岩地球化

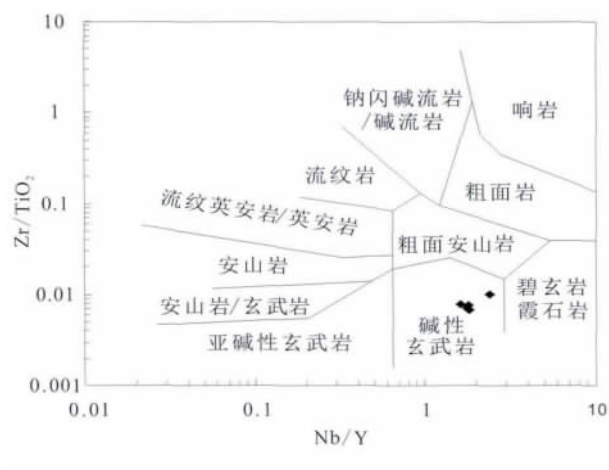


图3 红墙地区火山岩岩石类型 Nb/Y-Zr/TiO₂ 图解^[15]

Fig. 3 Classification diagram of volcanic rocks in Hongqiang^[15]

06, 平均为 1.01, 基本不存在铕异常, 说明在岩浆演化过程中没有发生斜长石的分离结晶作用。重稀土分馏中等偏高, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 7.89\sim 14.73$, Sm/Yb 比值较高(3.00~4.54), 表明源区可能有残留石榴石^[17]。在原始地幔标准化的微量元素蜘蛛图中(图7b), 亏损高场强元素 P, 指示源区可能存在磷灰石的分离结晶作用, 样品的 Ti/V 为 75.60~166.51, Th/Ta 为 0.83~1.09, Th/Y 为 0.08~0.13, Ta/Yb 为 1.17~1.91, 表明该区大部分大离子亲石元素和高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Th 和 U 富集, 而亏损 Rb、K, 与典型的板内洋岛型玄武岩地球化

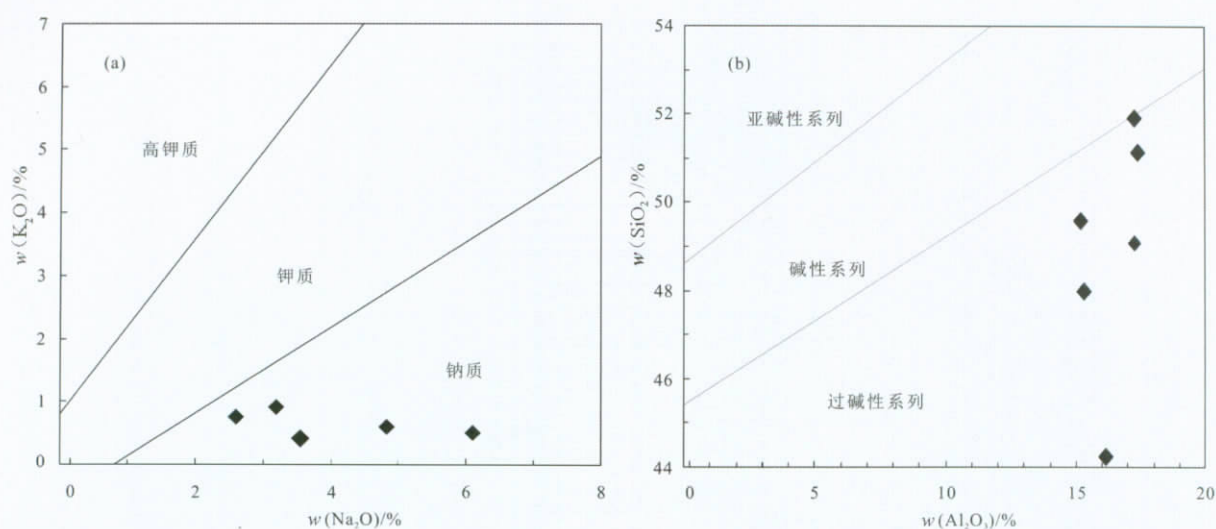
图4 红墙地区火山岩石系列划分 K_2O-Na_2O 图解(a)及 $SiO_2-Al_2O_3$ 图解(b) [16]

Fig. 4 Series diagram of volcanic rocks in Hongqiang Area [16]

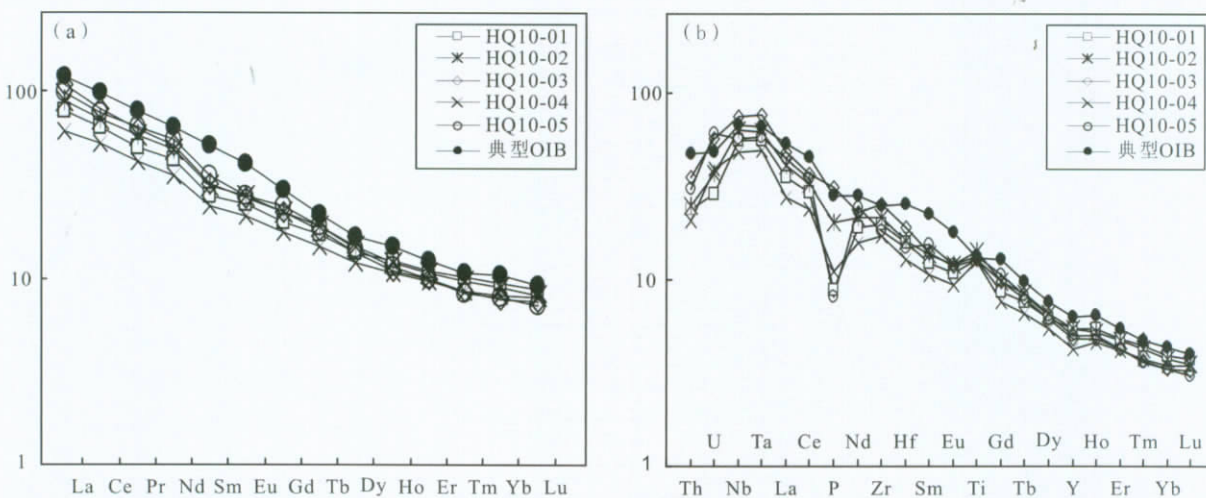


图5 红墙玄武岩稀土元素配分模式图(a)和微量元素蛛网图(b) [13-14]

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle-normalized spidergram(b) of Hongqiang basalts [13-14]

学特征一致,而与大洋中脊拉斑玄武岩、岛弧火山岩存在显著差异[13-14],且稀土和微量元素分配模式与世界典型 OIB 型玄武岩相似。

2.3 Sr-Nd-Pb 同位素

红墙钠质碱性玄武岩样品的 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果列于表 1。该玄武岩具低的初始 $Sr[^{87}Sr/^{86}Sr(t)]$ 初始比值为 $0.703\ 28\sim0.705\ 53$ 和中等的 $Nd[^{143}Nd/^{144}Nd(t)]$ 初始比值为 $0.512\ 8\sim0.512\ 9$, $\epsilon_{Nd}(t)$ 全部为正值 ($7.1\sim8.2$),说明岩浆来自极度亏损的且同位素组成比较均一的地幔源区。在 $\epsilon_{Nd}(t)-^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 图中(图 6a),样品点基本落入第二象限,靠近 DMM、HIMU 和 PREMA 端员,与范立勇等报

道的数据极为一致。在 $\epsilon_{Nd}(t)-^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ 图中(图 6b),样品点主要落在 DMM、MORB 和 PREMA 附近。

西秦岭红墙钠质碱性玄武岩全岩 Pb 同位素资料列于表 1。由表可见,该玄武岩的铅同位素组成变化不大, $^{206}Pb/^{204}Pb(t)=17.707\ 1\sim18.2779$, $^{207}Pb/^{204}Pb(t)=15.394\ 8\sim15.572\ 7$, $^{208}Pb/^{204}Pb(t)=37.333\ 8\sim38.265\ 8$ 。在 $^{207}Pb/^{204}Pb(t)-^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ 图中(图 6c),样品点集中分布在 MORB 和 PREMA 附近,位于北半球参考线(NHRL)的两侧,基本落入了 OIB 区域。在 $^{208}Pb/^{204}Pb(t)-^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ 图中(图 6d),接近 PREMA 端员而远离 HIMU 端员。

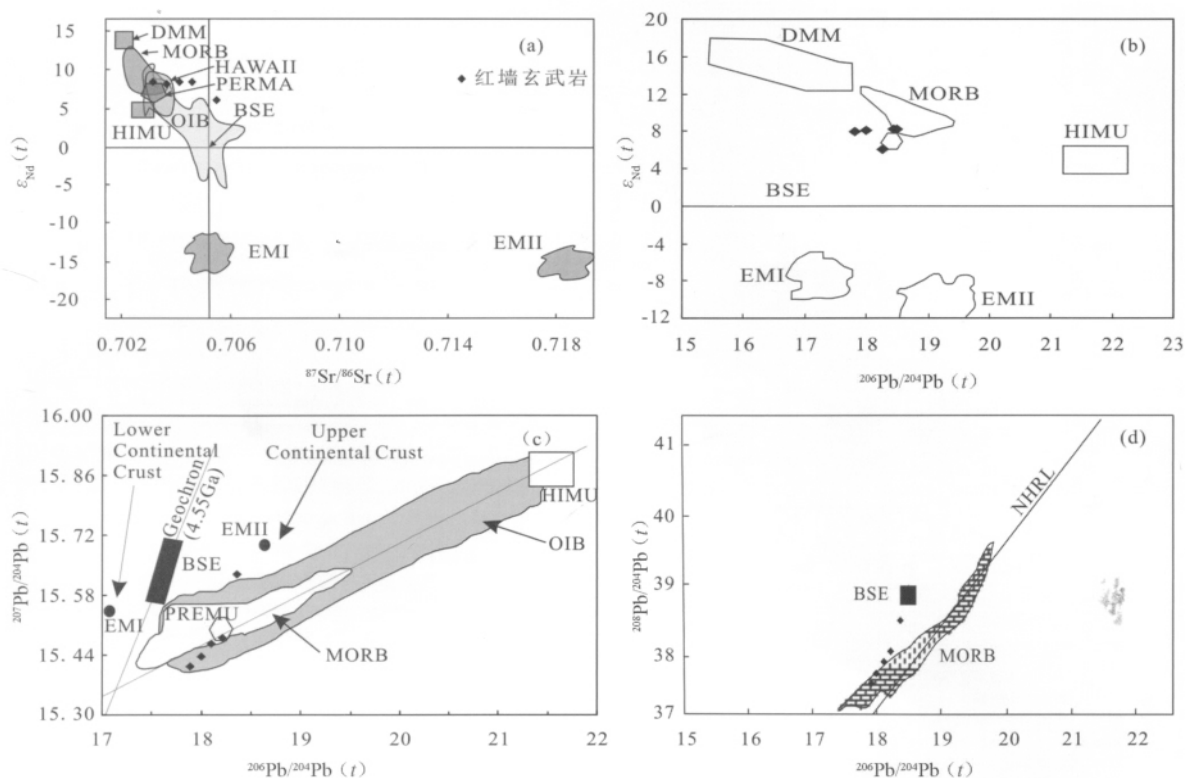


图6 西秦岭红墙玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素相关图

Fig. 6 Sr-Nd-Pb isotopic correlation diagrams of Hongqiang basalts in West Qinling

3 红墙玄武岩的锆石 U-Pb 年代学研究

3.1 锆石分离及 LA-ICP-MS U-Pb 测年方法简述

采用常规重力分选法和镜下手工挑选法分离出锆石, 然后用环氧树脂将其与标准锆石一起粘贴制成靶, 经打磨抛光并使其露出中心部位后, 在中国地质科学院矿产资源研究所进行反射光、透射光和阴极发光显微照相。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素定年在天津地质矿产研究所同位素实验室完成, 分析仪器为 Thermo Fisher 公司制造的 Neptune, 其离子光学通路采用能量聚焦和质量聚焦的双聚焦设计, 并采用动态变焦 (ZOOM) 使质量色散达到 17%; 仪器配有 9 个法拉第杯接收器和 4 个离子计数接收器, 除了中心杯和离子计数器外, 其余 8 个法拉第杯配置在中心杯的两侧, 并以马达驱动进行精确的位置调节, 4 个离 U-Pb 同位素原位同时测定。U、Pb 同位素分馏校正采用 TEMORA 和 GJ-1 作为外部锆石年龄标准进行^[18-19]。数据处理采用中国地质大学 (北京) 刘勇胜博士研发的 ICPMS Data Cal 程序^[20]和 Ludwig KR 的 Isoplot 程序^[21], 普通

铅的校正采用²⁰⁸Pb 校正法^[22]。计算锆石样品的 Pb、U、Th 含量的外标为 NIST612 玻璃标样。LA-MC-ICPMS 年龄测定的实验条件和关键参数如下: 接收器设置 L4, ²⁰⁶Pb; L3, ²⁰⁷Pb; L2, ²⁰⁸Pb; C, 219.26; H2, ²³²Th; H4, ²³⁸U。冷却气体 16 L · min⁻¹, 辅助气体 0.75 L · min⁻¹, Ar 载气 0.968 L · min⁻¹, He 载气 0.86 L · min⁻¹。RF 功率 1 251 W, 积分时间 0.131 s, 样品信号采集时间 60 s (其中 20 s 为空白的测定)。测试结果见表 2。

3.2 测年结果

用于分离锆石的红墙玄武岩比较新鲜, 为碱性玄武岩, 具斑状结构, 斑晶斜长石新鲜, 颗粒较大, 含量也较高, 基质具典型的间隐间粒结构。分离出的锆石主要为它形-半自形晶, 锆石均一或具有平直环带 (图 7), 单颗锆石的锆石 U 含量为 1.19×10^{-6} , Th/U 比值分别为 0.41~1.71, 为典型的岩浆成因锆石^[23-24]。

对 HQ10-03 样品 (采样位置: 48°37'13.5"N, 116°49'02.9"E) 中的锆石进行了分析, 19 个分析点均位于 U-Pb 谐和线上或其附近, ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄在 139~144 Ma, 其加权平均年龄为 (104.8 ± 0.99) Ma, MSWD=0.63。

表2 红墙碱性玄武岩中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄数据

Table 2 Zircon LA-ICP-MS U-Pb age data for Hongqiang basalts

分析点	Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
		1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ
1	0.96	0.048 1	0.003 1	0.107 6	0.006 8	0.016 2	0.000 3	103	108	104	6	104	2
2	0.24	0.048 0	0.017 4	0.107 9	0.039 0	0.016 3	0.000 7	98	542	104	36	104	4
3	0.71	0.048 1	0.004 1	0.108 1	0.009 2	0.016 3	0.000 3	105	152	104	8	104	2
4	0.62	0.048 3	0.005 0	0.107 6	0.011 0	0.016 2	0.000 3	114	190	104	10	103	2
5	0.48	0.048 1	0.002 8	0.109 3	0.006 3	0.016 5	0.000 3	103	98	105	6	105	2
6	0.23	0.048 1	0.013 2	0.108 3	0.029 4	0.016 3	0.000 6	103	410	104	27	104	4
7	1.05	0.048 2	0.003 4	0.115 0	0.008 1	0.017 3	0.000 3	108	123	111	7	111	2
8	0.79	0.047 2	0.002 3	0.106 8	0.005 3	0.016 4	0.000 3	57	76	103	5	105	2
9	1.18	0.048 0	0.003 1	0.105 6	0.006 8	0.015 9	0.000 3	101	113	102	6	102	2
10	0.72	0.048 3	0.003 2	0.111 2	0.007 3	0.016 7	0.000 3	113	112	107	7	107	2
11	0.90	0.048 1	0.002 9	0.108 5	0.006 4	0.016 4	0.000 3	105	101	105	6	105	2
12	0.55	0.048 1	0.005 4	0.117 5	0.013 1	0.017 7	0.000 4	105	208	113	12	113	2
13	0.20	0.048 1	0.006 3	0.110 0	0.014 2	0.016 6	0.000 4	103	235	106	13	106	3
14	0.44	0.048 2	0.009 2	0.107 3	0.020 3	0.016 1	0.000 5	110	302	103	19	103	3
15	0.53	0.048 1	0.005 2	0.108 3	0.011 5	0.016 3	0.000 4	103	195	104	11	104	2
16	0.45	0.048 1	0.013 5	0.106 1	0.029 7	0.016 0	0.000 6	102	420	102	27	102	4
17	0.79	0.048 9	0.005 7	0.110 5	0.012 9	0.016 4	0.000 4	144	219	106	12	105	2
18	1.64	0.048 3	0.002 1	0.107 0	0.004 7	0.016 1	0.000 3	115	72	103	4	103	2
19	0.82	0.048 2	0.002 1	0.111 7	0.004 8	0.016 8	0.000 3	107	68	107	4	107	2
20	0.26	0.048 2	0.006 0	0.114 7	0.014 1	0.017 3	0.000 4	109	224	110	13	110	3
21	1.08	0.053 1	0.002 7	0.345 7	0.017 2	0.047 2	0.000 8	334	83	302	13	297	5
22	1.21	0.048 6	0.006 8	0.130 6	0.018 2	0.019 5	0.000 5	127	249	125	16	124	3
23	0.81	0.048 2	0.003 5	0.111 8	0.008 0	0.016 8	0.000 3	107	123	108	7	108	2
24	0.73	0.048 2	0.003 5	0.111 0	0.007 9	0.016 7	0.000 3	107	123	107	7	107	2

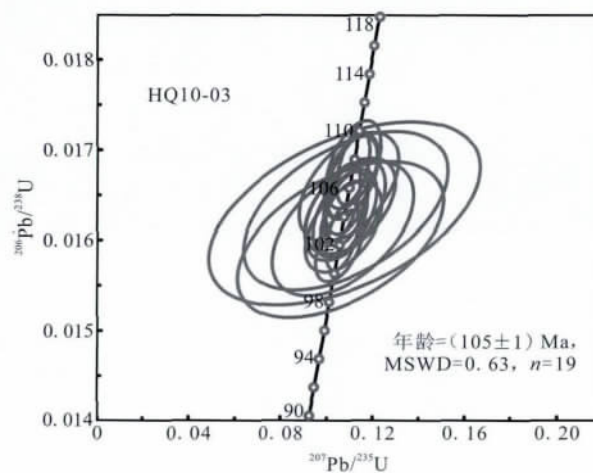
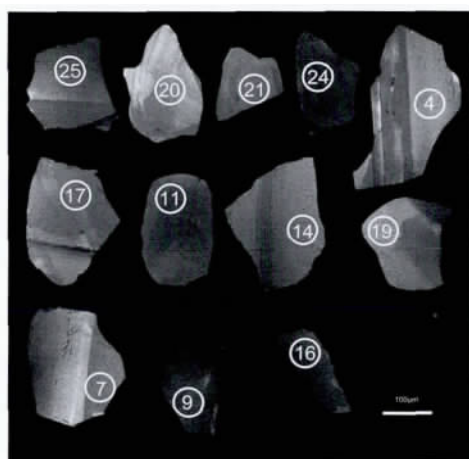


图7 红墙玄武岩锆石阴极 CL 发光照片及锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 7 Cathodoluminescence images of analyzed zircon grains and concordia diagram of zircon of Hongqiang basalts

4 红墙玄武岩的成因及构造意义讨论

有关红墙玄武岩的形成时代问题存在早白垩世^①和新生代^[5]两种不同认识。其中早白垩世的观点主要依据该玄武岩的 Rb-Sr 同位素定年结果((112±27)Ma)提出的;新生代的认识则是基于野外观察发现,红墙玄武岩不整合超覆于白垩系红褐色、暗紫色泥质粉砂岩、角砾岩之上,在玄武岩与白垩系砂岩接触界面附近的玄武岩中有大量未变质白垩纪砂岩、角砾岩捕虏体的事实推测得出。本次工作我们对红墙玄武岩中分离出的锆石进行了 LA-ICP-MS U-Pb 定年,获得(104.8±0.99)Ma (MSWD=0.63)的年龄值,也与本次野外地质观察一致,进一步证明红墙玄武岩形成于早白垩世,并提供更加可靠的证据。

红墙玄武岩的主量元素表现为富碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)和 MgO,且 $\text{Mg}^\#$ 、全碱含量和 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值变化较大(分别为 30~61, 3.36%~6.60% 和 3.52~12.19)的特征;全岩微量稀土元素均具有富集轻稀土和大离子亲石元素的特征。但是其富集度明显低于青藏高原北部以及邻区(礼县、宕昌)新生代钾质与超钾质火山岩。红墙玄武岩的 Nb/U 为 44.1~65.9, Ce/Pb 为 17~36,并具有低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ [0.703 0~0.705 5]和正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ [5.9~7.5],其 Pb 同位素分别为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 17.707 \sim 18.319$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 15.398 \sim 15.626$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) =$

37.266~38.454,显示了 OIB 玄武岩的地球化学特征,也与西秦岭东段礼县、宕昌一带新生代超钾质岩石^[4, 25-26]、研究区西侧的青海多福屯中生代玄武岩的地球化学特征^[27]具有很好的相似性。此外,本区玄武岩的 Ce/Pb 比值高达 8.76~36.00, Nb/U 比值达 44.1~65.9, La/Sm 比值为 3.98~6.04, Sm/Yb 比值为 2.76~4.19,远远高于陆壳的 Nb/Th 和 Nb/U 比值(Ce/Pb=4, Nb/U=9.5)^[28],也与 CLM 或地壳端员有明显差别^[29-30](图 8)。因此,红墙玄武岩的地球化学特征表明其成因主要与软流圈地幔的低度部分熔融和上涌有关。

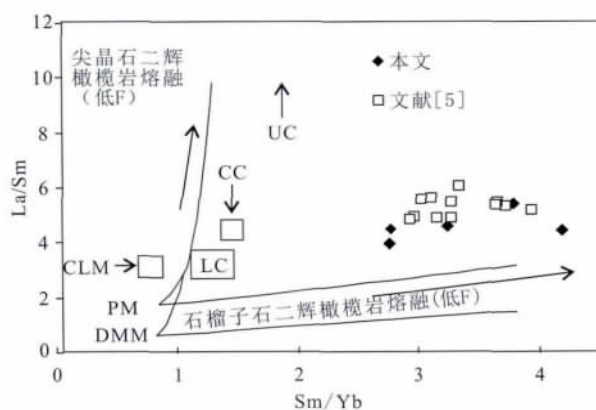


图 8 La/Sm-Sm/Yb 图解^[31]

Fig. 8 Diagram of La/Sm vs. Sm/Yb^[31]

由图 9 可见,红墙玄武岩的成分点呈现出与部分熔融趋势线近于平行的线型分布。结合该玄武岩的 Sm/Yb 比值较高(3.00~4.54),重稀土分馏明显[(La/

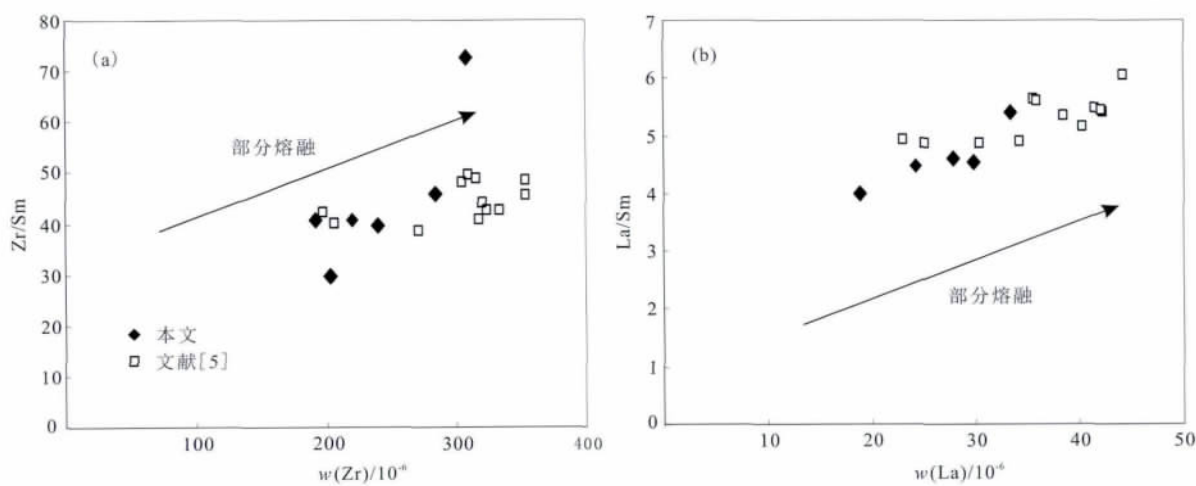


图 9 红墙玄武岩 La/Sm-La 和 Zr/Sm-Zr 关系图解^[32]

Fig. 9 La-La/Sm and Zr/Sm-Zr diagrams for Hongqiang basalts, West Qinling^[32]

① 杨恒书,杨逢清. 川北甘南地区金和多金属矿在三叠纪的控矿因素、成矿规律及找矿标志、成矿预测研究(科研报告),1995:5-6.

$\text{Yb})_{\text{N}} = 7.89 \sim 14.73$] 等特征, 似表明其源区可能为含石榴石的橄榄岩地幔^[17]。进一步利用玄武岩中 $\text{Ce}/\text{Yb}-\text{Sm}/\text{Yb}$ 相关图解(图 10), 初步确定红墙玄武岩浆的起源深度大致在 65~85 km, 达到尖晶石相向石榴石相转换带的深度, 也与喻学惠等^[17] 及 Hoskin 等^[23] 应用该区地幔包体和深部地球物理资料推断的西秦岭地区软流圈的埋深大致相当, 进一步证明红墙玄武岩可能主要来自软流圈。

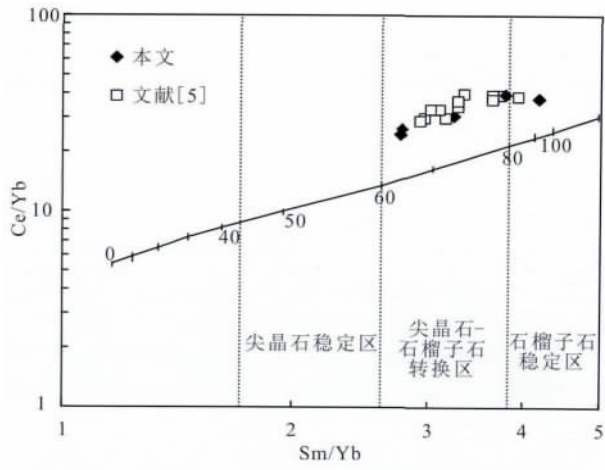


图 10 $\text{Ce}/\text{Yb}-\text{Sm}/\text{Yb}$ 图解^[33]
Fig. 10 Diagram of $\text{La}/\text{Sm}-\text{Sm}/\text{Yb}$ ^[33]

OIB 型玄武岩是一套成因非常复杂的岩石组合, 全球范围的 OIB 型玄武岩源区普遍具有 DMM、HIMU、EMI 和 EMII 等地幔地球化学端元中的两个或 3 个端元混合的特征^[34-35]。大陆 OIB 型玄武岩的形成和演化更加复杂, 大陆裂谷是大陆 OIB 型玄武岩最重要的构造环境, 其源区可能涉及来自地幔柱、软流圈、岩石圈地幔和地壳等不同端元组分的贡献^[36]。因此, 西秦岭早白垩世玄武岩中 OIB 特征的厘定, 为探讨自早白垩世以来西秦岭地幔的特征以及火山作用的构造背景与动力学条件提供了新的地质依据。

前已述及, 红墙玄武岩出露在西秦岭甘肃夏河县境内, 大地构造上该区位于古亚洲构造域、特提斯构造域和滨太平洋构造域的交汇部位, 火山岩的出露区也恰好落在分野我国东、西部构造的贺兰—川滇南北构造带(大致为 $104^{\circ} \sim 108^{\circ}\text{E}$) 上。据张国伟^[37] 研究指出, 南北构造带总体呈 NNE 及近 SN 向展布, 自中生代以来一直是我国大陆构造从深部到浅层的地质、地球物理、地表系统的综合分界与我国大陆构造东、西部的分界带, 也是中国大陆中、新

生代东、西部从地表系统到深部构造反转演变及其动力学的关键地带。喻学惠等^[4, 17, 25, 38-39] 依据西秦岭礼县—宕昌一带新生代火山岩的双峰式岩石组合与地球化学特征, 提出新生代火山作用是大陆裂谷岩浆作用的产物, 并对南北构造带的裂谷性质及其与新生代火山作用关系进行了讨论。从红墙早白垩世玄武岩的上述研究资料可以看出, 尽管该玄武岩的碱性程度、岩石系列和岩石类型与西秦岭礼县、宕昌新生代超钾质火山岩有所差别, 但是西秦岭地区新生代超钾质岩石与早白垩世钠质碱性玄武岩都具有与 OIB 型玄武岩相似的地球化学特征, 表明二者可能主要起源于与软流圈有关的亏损地幔源区, 而大陆裂谷构造环境为这样的源区和起源的动力学条件提供了最佳选择。因此我们初步认为, 红墙早白垩世钠质碱性玄武岩也是西秦岭大陆裂谷岩浆作用的产物, 其成因和动力学背景与南北构造带的裂谷性质及其自中生代以来的活动与演化有关。西秦岭东、西段新生代超钾质火山岩与早白垩世火山岩在岩石系列、类型、岩石学特征以及地球化学方面的差异, 可能与南北构造带裂谷发生、发展与演化的进程有密切关系, 也与两地火山岩的起源深度、地幔部分熔融程度等有关。

5 结论

(1) 红墙玄武岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果为 $(104.8 \pm 0.99)\text{Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.63$), 与野外地质观察一致, 证明红墙玄武岩是早白垩世火山作用的产物。

(2) 西秦岭红墙地区的火山岩 SiO_2 含量低 ($44.27\% \sim 51.92\%$), 全碱 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 含量高 ($3.36\% \sim 6.60\%$), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值为 $3.52 \sim 12.19$, 以及相对高的 Al_2O_3 含量 ($15.19\% \sim 17.40\%$), 高 TiO_2 含量 ($2.74\% \sim 3.10\%$) 和中等含量的 CaO ($1.81\% \sim 5.55\%$), 全岩化学成分表明红墙早白垩世火山岩属于钠质碱性系列的玄武岩。在矿物学方面该火山岩以出现斜长石斑晶以及基质中出现大量斜长石的微晶和微斑晶而不同于西秦岭礼县—宕昌等地的新生代超钾质火山岩。

(3) 红墙早白垩世玄武岩具有富集轻稀土元素、大离子亲石元素及放射性热元素的特征, 玄武岩的 ϵ_{Nd} 全为正值 [$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 5.91 \sim 7.48$], $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7033 \sim 0.7056$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 17.707 \sim 18.319$,

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=15.398\sim 15.626$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)=37.266\sim 38.454$, 玄武岩的地球化学特征一致显示该玄武岩浆的源区具有 DMM 和 PREMA 端员混合的特点, 与大陆 OIB 型玄武岩十分相似, 这暗示了岩浆可能起源于亏损的软流圈地幔。

(4) 结合该玄武岩产出的区域地质背景与岩石学、地球化学特征, 推测红墙玄武岩与礼县、宕昌新生代超钾质火山岩一样, 同属于大陆裂谷岩浆作用的产物, 其成因与自中生代以来南北构造带的裂谷性质及其发展演化密切相关。红墙玄武岩的岩相学、全岩化学以及岩石系列类型的差异, 可能与不同时期软流圈地幔源区的演化、岩浆起源深度和部分熔融程度等有关, 也与西秦岭地区自中生代以来的地质演化历史有关。对此还有待更深入研究。

参考文献

- [1] 喻学惠, 赵志丹, 莫宣学, 等. 甘肃西秦岭新生代钾霞橄黄长岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素定年及其地质意义[J]. 科学通报, 2005, 50(23): 2638-2643.
- [2] 裴先治, 刘会彬, 丁仁平, 等. 西秦岭天水地区李子园群变质火山岩的地球化学特征及其地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 2006, 30(2): 193-205.
- [3] Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. Journal of Petrology, 2009, 51(1/2): 537-571.
- [4] 喻学惠, 赵志丹, 莫宣学, 等. 甘肃西秦岭新生代钾霞橄黄长岩和碳酸盐的微量、稀土和 Sr, Nd, Pd 同位素地球化学: 地幔柱-岩石圈交换的证据[J]. 岩石学报, 2004, 20(3): 83-94.
- [5] 赖少聪, 张国伟, 李永飞, 等. 青藏高原东缘麻当新生代钠质碱性玄武岩成因及其深部动力学意义[J]. 中国科学: D 辑, 2007, 37(增刊 I): 271-278.
- [6] 范立勇, 王岳军, 李晓勇, 等. 西秦岭地区晚中生代基性火山岩地球化学特征及构造意义[J]. 大地构造与成矿学, 2007, 31(4): 471-481.
- [7] 冯益民, 曹宣铎, 张二朋, 等. 西秦岭造山带演化、构造格局和性质[J]. 西北地质, 2003, 36(1): 1-10.
- [8] 甘肃省地质矿产局. 甘肃省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989: 221-226.
- [9] 岩石矿物分析编写组. 岩石矿物分析[M]. 3 版. 北京: 地质出版社, 1991.
- [10] Gao S, Liu X M, Yuan H L, et al. Determination of forty-two major and trace elements in USGS and NIST SRM glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry [J]. Journal of Geostandards and Geoanalysis, 2002, 26: 191-196.
- [11] Zhang H F, Gao S, Zhong Z Q, et al. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh pressure metamorphic belt, China[J]. Chemical Geology, 2002, 186: 281-299.
- [12] Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1973, 19: 290-300.
- [13] Hawkesworth C J, Rogers N W, van Calsteren P W C, et al. Mantle enrichment processes[J]. Nature, 1984, 311: 331-335.
- [14] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes [M]//Sauders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society (London) Special Publication, 1989, 42: 313-345.
- [15] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 1977, 20: 325-342.
- [16] 邱家骥, 廖群安. 浙闽新生代玄武岩的岩石成因学与 Cpx 矿物化学[J]. 火山地质与矿产, 1996, 17(1/2): 16-25.
- [17] 喻学惠, 莫宣学, 廖忠礼, 等. 西秦岭石榴石-二辉橄榄岩和石榴石-二辉岩包体的温度和压力条件[J]. 中国科学: D 辑, 2001, 31(增刊): 128-133.
- [18] Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology[J]. Chemical Geology, 2003, 200: 155-170.
- [19] Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to *in situ* U-Pb zircon geochronology[J]. Chemical Geology, 2004, 211: 47-69.
- [20] Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. Journal of Petrology, 2009, 51(1/2): 537-571.
- [21] Ludwig K R. Users Manual for Isoplot/Ex Version 3. 00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley: Geochronology Center, Special Publication, 2003, 4: 1-70.
- [22] Anderson T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 2002, 192: 59-79.
- [23] Hoskin P W O, Black L P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. Journal of Metamorphic Geology, 2000, 18: 423-439.
- [24] 陈立辉, 曾昱, 胡森林, 等. 地壳再循环与大陆碱性玄武岩

- 的成因: 以山东新生代碱性玄武岩为例[J]. 高校地质学报, 2012, 18(1): 16-27.
- [25] 喻学惠, 莫宣学, 苏尚国, 等. 甘肃礼县新生代火山喷发碳酸岩的发现及意义[J]. 岩石学报, 2003, 19(1): 105-112.
- [26] 喻学惠, 肖晓牛, 杨贵来, 等. 滇西“三江”南段几个花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. 岩石学报, 2008, 24(2): 377-383.
- [27] 郭安林, 张国伟, 孙延贵, 等. 青藏高原东北缘多福屯第三纪钠质基性火山岩及构造启示[J]. 地学前缘, 2007, 14(3): 73-83.
- [28] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust, its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary-rocks[J]. Science, 1985, 231: 751-752.
- [29] 徐义刚. 拉张环境中的大陆玄武岩浆作用: 性质及动力学过程[M]// 郑永飞. 化学地球动力学. 北京: 科学出版社, 1999: 119-167.
- [30] 李献华, 周汉文, 李正祥, 等. 川西新元古代双峰式火山岩成因的微量元素和 Sm-Nd 同位素制约及其大地构造意义[J]. 地质科学, 2002, 37(3): 264-276.
- [31] Lassiter J C, Depaolo D J. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: Chemical and isotope constraints[M]// Mahoney J. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Washington: American Geophysical Union, 1997: 335-355.
- [32] Allegre C J, Minster J F. Quantitative method of trace element behavior in magmatic processes[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1978, 38: 1-25.
- [33] Ellam R M. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry[J]. Geology, 1992, 20: 153-156.
- [34] Hofmann A W, Jochum K P, White W M. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 79(1/2): 33-45.
- [35] Condie K C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35-0.9 Ga[J]. Gondwana Research, 2001, 4(1): 5-16.
- [36] 徐义刚, 黄小龙, 颜文, 等. 南海北缘新生代构造演化的深部制约: 幔源包体[J]. 地球化学, 2002, 31(3): 230-242.
- [37] 张国伟. 凸泛函型的区域压缩与拉伸不动点定理[J]. 数学学报, 2008, 51(3): 518-522.
- [38] 喻学惠, 莫宣学, 赵志丹, 等. 甘肃西秦岭两类新生代钾质火山岩: 岩石地球化学与成因[J]. 地学前缘, 2009, 14(2): 79-89.
- [39] 喻学惠, 莫宣学, 赵志丹, 等. 西秦岭新生代双峰式火山作用及南北构造带成因初探[J]. 岩石学报, 2011, 27(7): 2195-2201.