

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2022.01.007

西大别造山带大磊山地区早志留世基性侵入岩的 岩石成因及其构造背景

金鑫鏢, 徐 扬*, 刘 浩, 邓 新, 张维峰

JIN Xin-Biao, XU Yang*, LIU Hao, DENG Xin, ZHANG Wei-Feng

中国地质调查局花岗岩成岩成矿地质研究中心, 武汉 4300205;

中国地质调查局武汉地质调查中心(中南地质科技创新中心), 武汉 430205

Research Center for Petrogenesis and Mineralization of Granitoid Rocks, China Geological Survey, Wuhan 430205, Hubei, China;

Wuhan Center of China Geological Survey (Central South China Innovation Center of Geosciences), Wuhan 430205, Hubei, China

摘要: 武当-随枣地区普遍发育的早古生代北西西向延伸的碱性-基性岩墙群和火山岩, 记录了秦岭-大别早古生代构造演化的重要信息。在西大别造山带南缘新识别出的傅家河基性岩侵入位于新元古代大磊山岩体内部, 其岩性以辉绿岩为主, 局部相变为辉绿玢岩。SIMS 锆石 U-Pb 法定年结果表明, 其形成年龄为 439 ± 3 Ma (MSWD=0.08), 时代为早志留世。地球化学组成上, 傅家河基性岩具变化的 SiO_2 含量 (44.00~55.82 wt%), 高的总碱含量 ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=1.61\sim 5.20$ wt%), 相对富集轻稀土和大离子元素 (如 Rb、Ba、Pb), 而亏损重稀土和高场强元素 (如 Nb、Ta、Ti); 这样的弧型地球化学特征可能是其母岩浆上侵过程中吸收了围岩物质造成的, 岩石中高 Zr、Ti 含量和 Zr/Y 比值指示傅家河基性岩形成于大陆裂谷环境。本文新发现的傅家河基性岩证实了南秦岭 450-400 Ma 大陆裂谷岩浆活动向东可延伸至大别造山带大磊山地区, 这为进一步研究南秦岭-大别造山带早古生代构造演化提供了新的制约信息。

关键词: 基性岩; 早志留世; 大陆裂谷岩浆岩; 西大别造山带

中图分类号: P534.43; P581

文献标识码: A

文章编号: 2097-0013(2022)01-0094-16

Jin X B, Xu Y, Liu H, Deng X and Zhang W F. 2022. Petrogenesis and Tectonic Significances of Early Silurian Mafic Intrusion in the Daleishan Area, Western Dabie Orogenic Belt, Central China. *South China Geology*, 38(1):94-109.

Abstract: Mafic dike swarms and alkaline volcanic rocks, trending in NW-SE direction, are widely distributed in the Wudang-Suizao areas, Central China, providing important information of the early Paleozoic tectonic evolution of the Qinling-Dabie-orogenic belt. New identification of the Fujiahe mafic intrusion, rocks of which are mainly diabase with minor diabase porphyrite, is located in the southern Western Dabie orogenic belt. SIMS (Secondary Ion Mass Spectrum) zircon U-Pb dating suggests that this intrusion was emplaced at 439 ± 3 Ma (MSWD=0.08) from early Silurian. They have variable SiO_2 (44.00~55.82 wt.%), and high alkalis ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=1.61\sim 5.20$ wt.%) contents. They are generally characterized by arc-like trace-element patterns

收稿日期: 2021-11-24; 修回日期: 2022-2-11

基金项目: 中国地质调查局花岗岩成岩成矿地质研究中心开放基金课题 (PMGR202016)、湖北省自然科学基金项目 (2020CFB344) 以及中国地质调查局基础地质调查项目 (DD20190050、DD20221634)

第一作者: 金鑫鏢 (1986 —), 男, 工程师, 从事基础地质调查与岩石学方向的调查与研究, E-mail: cowboyking@126.com

通讯作者: 徐扬 (1985 —), 男, 高级工程师, 从事基础地质调查与构造地质学方向的调查研究, E-mail: xuyang_0112@163.com

such as enrichment of large-ion lithophile elements (i.e., Rb, Ba, Pb) and light rare earth elements (REEs), and depletion of high-field-strength elements (i.e., Nb, Ta, Ti) and heavy REEs. Arc-like geochemical signatures in this mafic rock was the result of assimilation of wall-rocks during their parental magma ascent. High contents of Ti, Zr yielding high Zr/Y ratios suggest Fujiahe intrusion were formed in a continental rift setting. The new identification of the Fujiahe intrusion proved that the proposed 450~400 Ma continental rift magma in the South Qinling tectonic belt extended eastward to Daleishan area in the Dabie orogenic belt, which provides new constrains on the early Paleozoic tectonic evolution of the Dabie orogenic belt.

Key words: mafic rock; Early Silurian; continental rift magma; Western Dabie orogenic belt

秦岭—桐柏—大别—苏鲁造山带横跨中国大陆、东西绵延逾 2000 km, 因出露全球范围内规模巨大的高压/超高压(HP/UHP)变质带而举世闻名。该造山带被认为是华北和华南两大陆块沿着两条缝合线(商丹带和勉略带), 分别于加里东期和印支期拼合而成的复合造山带(张国伟等, 2001; Dong Y P et al., 2015), 记录了从大洋俯冲—增生、到最后陆—陆碰撞的复杂动力学过程(Wu Y B et al., 2013; Liu X C et al., 2015)。与秦岭地区不同, 东部的大别—苏鲁地区广泛出露前寒武纪变质基底和 HP/UHP 变质岩(刘超然等, 2021; 徐扬等, 2021), 普遍缺乏早古生代增生造山的物质记录, 该区早古生代大地构造格局及其与原—古特提斯洋的演化关系仍不清楚。

秦岭—桐柏造山带南部的武当—随枣地区广泛发育北西—南东走向的基性岩脉, 构成一条在我国大陆造山带中少见的长达数百千米的大规模岩墙群(张成立等, 2002; 王存智等, 2009)。这些基性岩脉通常与超基性岩、碱质火山杂岩(包括碱性玄武岩、粗面岩及火成碳酸盐岩)共生(王坤明, 2014; 向忠金等, 2016), 并富集 Nb-REE 等战略性矿产(Cheng H et al., 2010)。这些来自富集地幔的岩石组合为研究地幔富集过程、壳幔相互作用、区域构造演化提供了很好的地质载体(宋文磊等, 2013)。然而, 由于复合造山带内岩浆—沉积—变质作用的复杂性导致对该套岩石组合的具体成因仍存在争议。如一部分学者认为它们形成于早志留世, 是被动大陆边缘伸展背景下的岩浆产物(黄月华等, 1992; 夏林圻等, 1994); 一部分学者认为它们构成一套双峰式火成岩组合, 部分基性岩的 OIB 型地球化学特征可能与早古生代地幔柱活动有关(张

成立等, 2007; 龙井山等, 2016; Zhang G S et al., 2017), 还有一些学者认为它们的形成与早古生代古秦岭洋向南俯冲有关, 形成于弧后环境(王宗起等, 2009; 王坤明, 2014; 王刚, 2014)。

目前有关早志留世岩浆岩研究主要集中于秦岭—桐柏造山带南缘的武当—随枣地区(董云鹏等, 1998; 马昌前等, 2004; 陈超等, 2018), 向东在大别造山带内却鲜有报道(Wu Y B et al., 2009; Liu X C et al., 2015)。虽然一些研究表明大别 HP/UHP 变质带中的部分榴辉岩(如浒湾和熊店榴辉岩)原岩形成于志留纪—泥盆纪(406~425 Ma)(Cheng H et al., 2009; Peters et al., 2013), 但这些岩石由于遭受了高级变质作用, 地球化学成分已很难揭示其原岩岩浆的性质和构造背景, 导致大别造山带早古生代的构造格局和构造演化过程仍不清楚(Liu X C et al., 2015)。最近, 在西大别造山带南缘浅变质区的基础地质调查工作中, 我们新识别出一个早志留世的基性侵入岩体——傅家河基性岩。本文对该基性侵入岩进行了岩石学、地球化学、锆石 U-Pb 年代学的系统研究, 并结合前人在邻区的研究成果, 分析了该基性侵入岩的岩石成因, 并探讨其对秦岭—桐柏—大别早古生代岩浆性质及构造演化意义。

1 地质背景

以一系列 NNE 向断裂和覆盖盆地为界, 秦岭—桐柏—大别—苏鲁造山带自西向东分别为秦岭、桐柏、西大别、东大别和苏鲁等 5 个横向单元(Wu Y B and Zheng Y F, 2013; Liu X C et al., 2015)。西大别造山带位于该造山带的中段(图 1a), 其东、西分别以麻城断裂、大悟断裂与东大别和桐柏造山带相

邻;南界襄樊-广济断裂分隔了造山带前震旦系变质岩与扬子北缘南华系以来的沉积盖层;北部的龟山-梅山断裂则大体代表了华北-华南两大陆块在地表的分界线。基于岩石组合、变质程度、构造变形等特征,通常将西大别造山带自北而南划分为6个岩石-构造单元:南湾复理石带、八里畈混杂岩带、浒湾高压榴辉岩带、新县超高压榴辉岩带、红安高压榴辉岩带和木兰山蓝片-绿片岩带(Liu X C et al. 2015)。大量年代学和地球化学研究表明,除南湾复理石带以外,以上变质变形不同的各单元变质岩的原岩年龄主要集中在新元古代,且记录了古生代或三叠纪与 HP/UHP 变质有关的变质年龄,而古生代的岩石鲜有报道(徐扬,2017)。

大磊山地区位于湖北省大悟县城南东,构造上处于造山带南缘的绿片岩相浅变质区,现今最显著的构造格局为一南北向略长的椭圆形穹窿构造(图 1b),其出露面积约 300 km²。穹窿的核部是已剥露出的大磊山片麻状花岗岩,其外围被红安岩群变粒岩、片岩和片麻岩环绕,构成穹窿的翼部。核部大磊山岩体与红安岩群之间呈不整合接触,且已遭受后

期多期次变质作用的强烈改造(张业明等,1996);通常认为中生代以来的构造变形沿袭此不整合接触面发育,其性质早期表现为韧性变形、晚期表现为脆性构造滑动(王国灿和杨巍然,1998)。

大磊山岩体平面上略呈椭圆形,NNE13°向长轴长约 17 km,SWW 向短轴长约 11 km,出露面积超过 100 km²。大磊山岩体片麻理发育,其片麻理总体走向近 SN 向,倾向东(图 1b),构成了短轴状的倒转背形。切割该岩体的多条剖面揭示该岩体的岩相学特征变化不大,以二长花岗岩类为主,野外所见以白云二长片麻岩和二云二长片麻岩为主,局部可见黑云二长片麻岩,而白云钾长片麻岩很少见;且岩体内部相带不明显,各岩相之间为渐变过渡关系。岩体锆石 U-Pb 年龄为 ~800 Ma、并具有富集的 Hf-Nd 同位素组成,为一套高硅富钾的高分异花岗岩(徐扬,2017)。而在岩体内部的铁铺一带,出露一个 NNE 向展布、长度不足 500 m 的铁铺闪长岩岩块,并被大磊山岩体侵入,锆石 U-Pb 定年揭示其形成时代为古元古代(~1970 Ma)(Xu Y et al., 2020)。而在大磊山岩体西部,沿着傅家河两岸出露

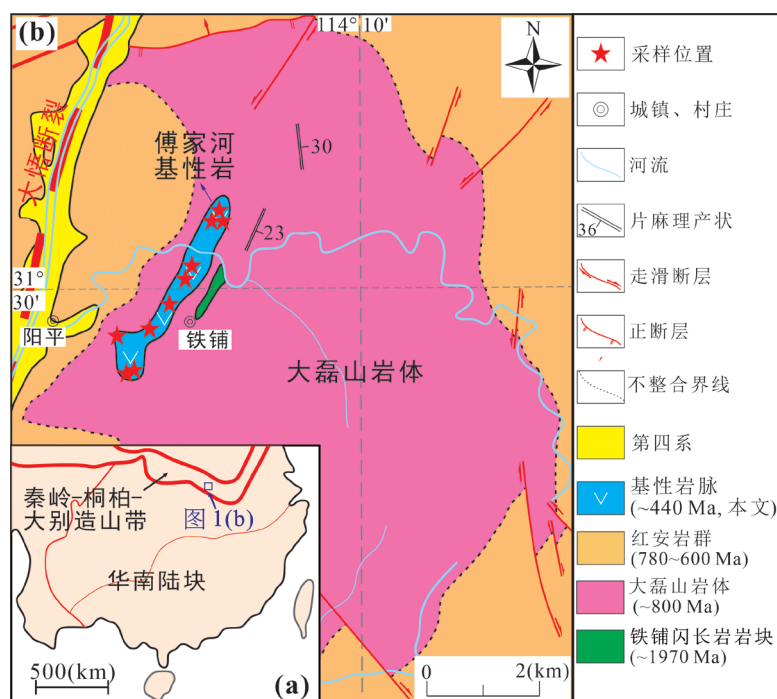


图 1 西大别大磊山岩体大地构造位置 (a) 及傅家河基性岩地质简图 (b) (据 Xu Y et al., 2020 修改)

Fig. 1 Tectonic location of the Daleishan Pluton in the Western Dabie Orogenic Belt (a) and simplified geological map of the Fujiahe mafic rocks (b) (Modified after Xu Y et al., 2020)

一套基性岩(即傅家河基性岩)(图 1b),1970 年 1:5 万大悟县南半幅区调工作将其厘定为晋宁期的基性岩、基性次火山岩,此后,并未对该基性岩开展专门的调查与研究,目前其岩相学特征、形成时代和岩石成因尚不清楚。

2 傅家河基性岩野外地质特征及岩相学特征

遥感影像上,傅家河岩体出露在大磊山岩体内部的八家湾-新湾一带,沿着近 NNE 向山脊展布,其中部被东西向傅家河所截断(图 1b),岩体南北长约 3 km,东西宽不足 500 m,出露面积约 1.2 km²。野外地质调查表明,相较于围岩大磊山岩体构造片麻理发育,傅家河基性岩主体表现为块状构造或弱的片理构造(图 2a-c),在岩体的边缘部位可见其片理发育,其片理产状与围岩大磊山岩体片麻理一致,均以中低角度向南东倾斜。追索调查发现,傅家河基性岩与围岩的接触部位多被覆盖,但早期调查资料显示该岩体边缘可见绿帘石化现象,指示二者为侵入接触关系(湖北省地质局区测队,1978)。另外,在靠近傅家河岩体的边缘部分,可见大量的浅色捕虏体(图 2e、f),其形态各异,棱角状、浑圆状均有,大小不一、其长度从几厘米到二十多厘米不等。捕虏体的岩性均为白云二长片麻岩,主要由钾长石、斜长石和白云母组成(图 2f)。

样品采集过程中尽量避开捕虏体、脉体、蚀变带和裂隙发育的岩石,而选择成分均一的新鲜岩石用于本文分析。在八家湾、高家湾一带沿着山脊、山坡有较为新鲜露头,其岩性以(变)辉绿岩为主,局部相变为(变)辉绿玢岩。辉绿岩局部可见辉绿结构,弱片理构造,主要矿物为斜长石(45%)、角闪石(35~40%)和少量单斜辉石(2~8%)以及少量的云母、磁铁矿等(图 2b),除局部发生绿帘石化和绿帘石化蚀变外,绝大多数岩石都比较新鲜。辉绿玢岩主要出露于八家湾北侧山垄,岩石以块状构造为主,似斑状结构,斑晶主要由长柱状的斜长石组成,含量 5%~15%,粗大的斜长石斑晶中包括较多的绿帘石嵌晶;基质由角闪石(40%~50%)、斜长石(30%~40%)和绿帘石(10%~20%)以及少量的云母

和石英组成(图 2d)。

3 分析方法

3.1 锆石 SIMS U-Pb 定年

样品碎样和锆石分选工作由河北省廊坊宇能岩石矿物分选技术服务有限公司完成。锆石单矿物分选后,在双目镜下选择较透明的锆石颗粒制成环氧树脂样品靶,磨至锆石颗粒中心部位后抛光,然后进行透射光、反射光及阴极发光(CL)照相,该工作在南京宏创地质勘查技术服务有限公司完成,最后参照锆石的阴极发光图像及透、反射光图像,选择合适的锆石颗粒,进行锆石 U-Pb 定年测试。

锆石 U-Pb 定年在中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室 CAMECA IMS 1280 二次离子质谱仪(SIMS)上完成,采用的 20×30 μm 的常规束斑,其详细分析方法见 Li X H et al.(2009)。锆石标样与锆石样品按照 1:3 的比例交替测定,U-Th-Pb 同位素比值用标准锆石(Sláma et al.,2008)校正获得,U 含量采用标准锆石 91500(Wiedenbeck et al.,1995)校正获得,以长期监测标样 Qinghu 获得的标准偏差和单点测试内部精度共同传递得到样品单点误差(Li Q L et al.,2010)。普通 Pb 校正采用实测 ²⁰⁴Pb 值。由于实测普通 Pb 含量非常低,假定普通 Pb 主要来源于制样过程中带入的表面 Pb 污染,以现代地壳的平均 Pb 同位素组成(Stacey and Kramers,1975)作为普通 Pb 组成进行校正。同位素比值及年龄误差均为 1σ。

3.2 全岩主量、微量、稀土元素分析

全岩主量、微量、稀土元素含量分析在自然资源部中南矿产资源监督检测中心完成。样品经表面去皮、清洗、自然晾干后碎成小块体,并在盘式振动研磨仪 RS 200 中粉碎至 200 目。粉末在烘干、灼烧后计算其烧失量,将样品、助熔剂和氧化剂置于铂金坩埚中熔融,冷却后的样品在日本理学 Primus II X 射线荧光光谱仪(XRF)上完成主量元素测试,并用等离子光谱法进行校正,检测方法依据 GB/T14506-1993,精度优于 3%。

微量元素及稀土元素含量利用 Agilent 7700e ICP-MS 和 X series 2 ICP-MS 仪器分析完成。制



图2 傅家河基性岩野外照片和显微照片

Fig. 2 Representative field photographs and photomicrographs for the Fujiahe mafic rocks.

备过程:①称取 50 mg 原岩粉末于熔样罐,加入 HNO_3 和 HF 各 1.0 ml,将钢套拧紧置于烘箱,于 190°C 左右加热 24 小时以上;②待钢套冷却后,取出熔样罐放置电热板上开盖蒸至湿干(145°C),加入 1.0 ml HNO_3 继续蒸干,再加入 2.5 ml 40% 的 HNO_3 ,盖盖加热 4 小时;③冷却后用 2% 的 HNO_3 稀释至 100 g,上机待测。具体的微量元素及稀土元素测试条件及详细流程参见刘勇胜等(2013),其分析精度优于 5%。

4 分析结果

4.1 锆石 SIMS U-Pb 定年结果

从 28 kg 基性岩(DW11)中分选出近 150 颗锆石,锆石晶形、颗粒大小较为均匀,大多为柱状,其长轴多为 $50\sim 170\ \mu\text{m}$,长宽比多在 $1:1\sim 1:2.5$ 之间。阴极发光图像上,大部分自形晶锆石发育板状环带结构,或者显示均匀的内部结构(图 3a),这与基性岩浆中结晶的锆石特征一致(Finch and Hanchar, 2003)。此类锆石的 18 个分析点获得的 Th 和 U 含

量变化不大, 分别集中于 $201 \times 10^6 \sim 900 \times 10^6$ 和 $133 \times 10^6 \sim 445 \times 10^6$ 之间(表 1), 其 Th/U 比值一般大于 1, 也进一步指示这些锆石为岩浆成因。18 个分析点获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值集中在 $430.6 \sim 456.3$ Ma(图 3b), 获得 U-Pb 谐和年龄为 439 ± 3 Ma(MSWD=0.08)(图 3c), 这一年龄值与它们的加权平均值(439 ± 3 Ma, MSWD=1.06)在误差范围内一致, 共同约束了傅家河基性岩的结晶年龄为 439 ± 3 Ma。

另外, 还有几颗锆石(如 DW11-3 锆石)内部可见细密的岩浆振荡环带, 与酸性岩浆中结晶的锆石类似, 该锆石具有相对较高的 Th(600×10^6)和 U(1225×10^6)含量, 其 Th/U 比值为 0.49, 获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值为 783 ± 12 Ma, 这与傅家河基性岩

的围岩(~ 800 Ma 大磊山岩体)的年龄值一致, 据此推测该颗锆石为基性岩浆上侵过程中捕获自围岩。

4.2 全岩元素分析结果

在傅家河岩体的不同部位采集了 6 件代表性样品用于全岩元素含量分析(表 2)。样品的 SiO_2 含量变化较大, 介于 $44.00 \sim 55.82$ wt% 之间, 同时具有变化的 TiO_2 ($0.91 \sim 1.66$ wt%)、 TFeO ($8.59 \sim 15.39$ wt%) 和 CaO ($5.17 \sim 15.83$ wt%) 含量, 较低的 MgO 含量 ($4.35 \sim 6.02$ wt%), 其 Mg# 值介于 43~54 之间。样品具有高的钠($\text{Na}_2\text{O}=1.50 \sim 4.51$ wt%) 和总碱含量 ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=1.61 \sim 5.20$ wt%), 在 TAS 图解上均投在亚碱性或者亚碱性与碱性岩石的界线附近(图 4a), 这与 $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ 图解上的岩石分类结果一致

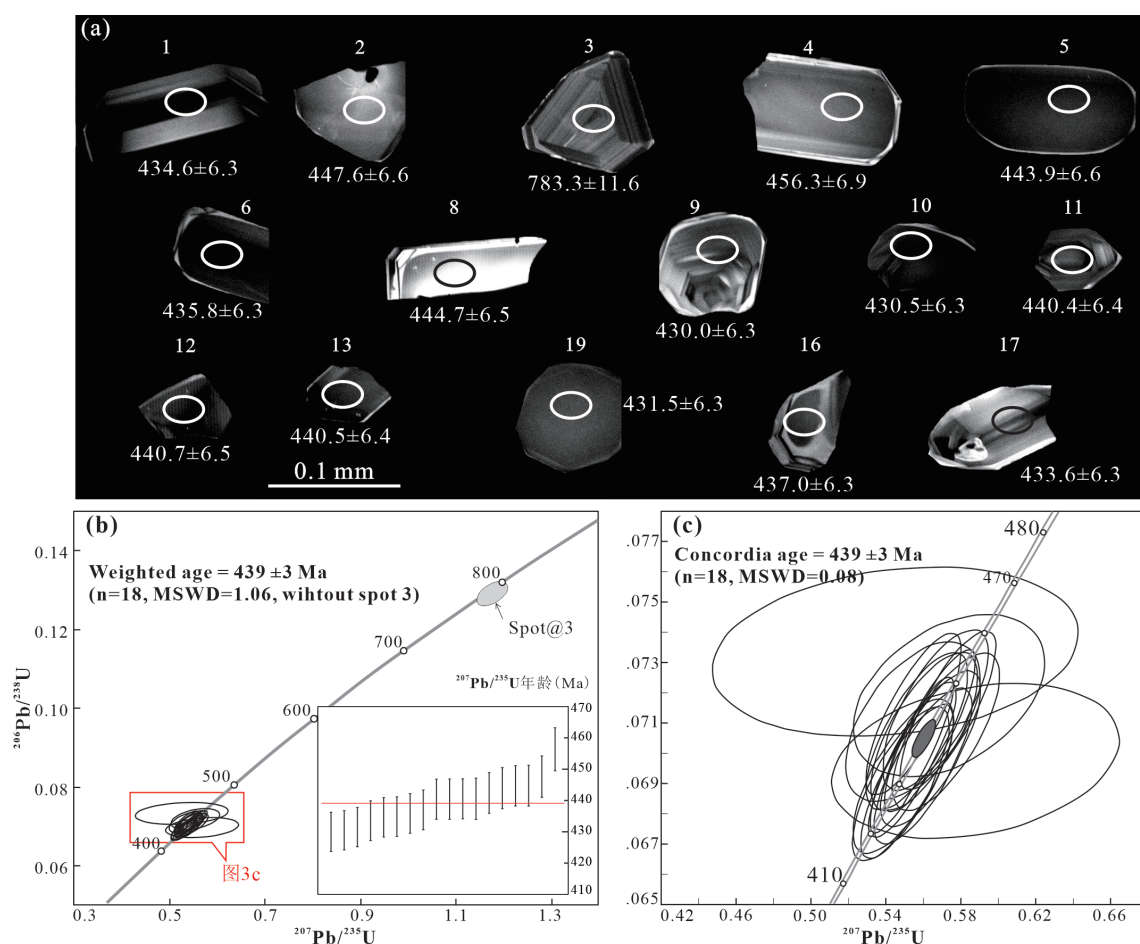


图 3 傅家河基性岩代表性锆石阴极发光图像(a)及 U-Pb 年龄谐和图(b、c)

Fig. 3 Cathodoluminescence images for representative zircon grains showing internal structures, analytical locations, apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (Ma)(a), Zircon U-Pb concordia diagrams for the Fujiahe mafic rocks(b、c)

图(a)中椭圆和数值分别代表 U-Pb 年龄测试位置和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值(Ma)

表 1 傅家河基性岩 (DW11) 二次离子探针 (SIMS) 锆石 U-Pb 测试结果
Table 1 SIMS zircon U-Pb analysis result of the Fujiahe mafic rocks (DW11)

样品及测点号	Th		Th/U	同位素比值				年龄 (Ma)							
	U (× 10 ⁻⁶)	(× 10 ⁻⁶)		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± 1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± 1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± 1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± 1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± 1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± 1 σ (%)						
DW11-01	133	201	1.5	0.0591	5.31	0.568	5.52	0.0697	1.5	434.6	6.3	456.7	20.5	569.6	111.6
DW11-02	335	824	2.46	0.0559	3.44	0.5538	3.76	0.0719	1.53	447.6	6.6	447.5	13.7	446.8	74.7
DW11-03	1225	600	0.49	0.0661	0.94	1.1784	1.83	0.1292	1.57	783.3	11.6	790.6	10.1	811	19.5
DW11-04	360	693	1.92	0.0519	7.44	0.5254	7.6	0.0734	1.56	456.3	6.9	428.7	26.9	282.9	161.8
DW11-05	208	284	1.37	0.0544	1.18	0.535	1.93	0.0713	1.53	443.9	6.6	435.1	6.9	388.5	26.2
DW11-06	445	900	2.02	0.0554	0.8	0.534	1.7	0.0699	1.5	435.8	6.3	434.4	6	427	17.8
DW11-07	339	536	1.58	0.0556	0.93	0.5345	1.77	0.0698	1.5	434.9	6.3	434.8	6.3	434.5	20.6
DW11-08	214	281	1.31	0.0555	1.45	0.5467	2.1	0.0714	1.52	444.7	6.5	442.8	7.6	432.8	32
DW11-09	250	231	0.93	0.0555	1.31	0.5281	1.99	0.069	1.51	430	6.3	430.6	7	433.6	28.8
DW11-10	310	436	1.41	0.0558	1.12	0.5312	1.88	0.0691	1.51	430.5	6.3	432.6	6.6	444.1	24.8
DW11-11	243	343	1.41	0.0555	1.53	0.5408	2.15	0.0707	1.51	440.4	6.4	438.9	7.7	431	33.7
DW11-12	296	453	1.53	0.0562	1.14	0.5535	1.89	0.0714	1.5	444.7	6.5	447.3	6.9	460.7	25.2
DW11-13	215	289	1.35	0.0551	1.4	0.5368	2.05	0.0707	1.5	440.5	6.4	436.3	7.3	414.3	31
DW11-14	184	250	1.36	0.0567	1.48	0.5524	2.11	0.0707	1.5	440.4	6.4	446.5	7.6	478.2	32.3
DW11-15	159	206	1.3	0.0546	2.3	0.5346	2.75	0.071	1.52	442.4	6.5	434.9	9.8	395.2	50.7
DW11-16	179	227	1.26	0.0563	1.32	0.544	2	0.0701	1.5	437	6.3	441.1	7.2	462.5	28.9
DW11-17	203	300	1.48	0.0563	1.23	0.54	1.95	0.0696	1.51	433.6	6.3	438.4	7	464.1	27.1
DW11-18	399	710	1.78	0.0558	0.95	0.5437	1.82	0.0707	1.55	440.6	6.6	440.9	6.5	442.5	21
DW11-19	177	240	1.35	0.0555	1.43	0.5296	2.08	0.0692	1.5	431.5	6.3	431.5	7.3	431.6	31.6

表 2 傅家河基性岩及其围岩捕虏体全岩主量 (wt%)、微量、稀土 ($\times 10^{-6}$) 元素含量分析结果

Table 2 Data of major, trace and rare earth elements of the Fujiahe mafic rocks and its xenolith

样品	傅家河基性岩						捕虏体
	DW30	DW38	DW39	DW47	DW51	DW11	DW30a
SiO ₂	55.82	51.31	44.00	50.72	45.70	52.70	70.45
TiO ₂	1.33	1.00	1.66	0.91	0.94	1.15	0.27
Al ₂ O ₃	16.43	13.94	16.87	16.00	15.42	15.11	14.14
Fe ₂ O ₃	4.02	8.73	8.83	3.93	4.71	5.39	1.98
FeO	5.00	4.85	2.60	5.05	11.15	4.75	0.95
MnO	0.19	0.26	0.32	0.18	0.21	0.19	0.06
MgO	4.35	4.76	5.58	4.81	6.02	5.69	0.86
CaO	5.17	11.06	15.83	9.39	10.87	8.96	1.59
Na ₂ O	4.51	1.67	1.50	3.55	2.40	3.60	3.54
K ₂ O	0.68	0.19	0.12	1.18	0.67	0.33	4.16
P ₂ O ₅	0.26	0.16	0.26	0.25	0.21	0.18	0.08
烧失量	1.47	1.29	1.96	3.56	0.20	1.21	1.02
总量	99.23	99.22	99.53	99.53	98.51	99.26	99.10
Mg#	50	43	51	53	44	54	38
Sc	20.2	25.9	23.0	22.6	45.0	33.0	3.79
V	179	177	175	164	748	184	9.55
Cr	67	521	104	292	77	614	4.29
Co	30	59	58	34	58	55	2.16
Ni	41	167	83	82	72	202	3.84
Cu	5.55	10.1	2.19	44.8	160	62.7	3.42
Zn	116	140	109	70	121	102	21
Ga	19.0	17.6	21.7	16.4	23.9	16.9	18.4
Rb	23.6	5.16	4.27	36.4	16.9	7.66	146
Sr	416	497	407	274	270	348	73.9
Y	26.3	23.4	27.3	18.3	25.1	18.6	25.3
Zr	157	106	180	101	86	103	198
Nb	8.69	6.62	7.54	6.37	4.88	3.22	14.2
Cs	1.25	0.07	0.11	1.94	1.18	0.37	2.13
Ba	427	35.6	92.1	283	387	125	995
La	21.9	16.1	22.2	18.7	11.1	12.0	48.3
Ce	44.0	31.8	46.3	36.6	23.8	25.2	92.8
Pr	5.74	4.17	6.49	4.94	3.59	3.45	10.38
Nd	22.8	17.3	27.1	19.6	16.3	14.2	35.2
Sm	5.19	4.04	6.31	3.89	4.32	3.51	6.53
Eu	1.61	1.21	2.01	1.30	1.72	1.27	1.06
Gd	5.31	4.36	6.39	3.87	4.96	4.11	5.34
Tb	0.86	0.70	1.05	0.61	0.89	0.65	0.82
Dy	5.00	4.16	6.22	3.50	5.26	3.90	4.73
Ho	1.00	0.86	1.24	0.70	1.00	0.784	0.98
Er	2.72	2.44	3.41	1.96	2.64	2.24	2.59
Tm	0.41	0.38	0.50	0.29	0.37	0.354	0.43
Yb	2.48	2.38	3.10	1.78	2.28	2.24	2.71
Lu	0.37	0.38	0.46	0.27	0.35	0.320	0.386
Hf	4.8	3.2	5.6	3.0	2.2	8.26	8.01
Ta	0.23	0.19	0.29	0.52	0.30	0.25	0.86
Pb	11.2	20.3	53.9	11.4	3.2	19.3	48.3
Th	2.74	1.00	1.48	1.62	1.04	1.34	10.42
U	0.49	0.52	0.35	0.26	0.24	0.35	1.19
Σ REE	119	90	133	98	79	74	212
(La/Yb) _N	6.31	4.84	5.13	7.55	3.51	3.86	12.8
Eu/Eu*	0.93	0.87	0.96	1.01	1.13	1.02	1.02

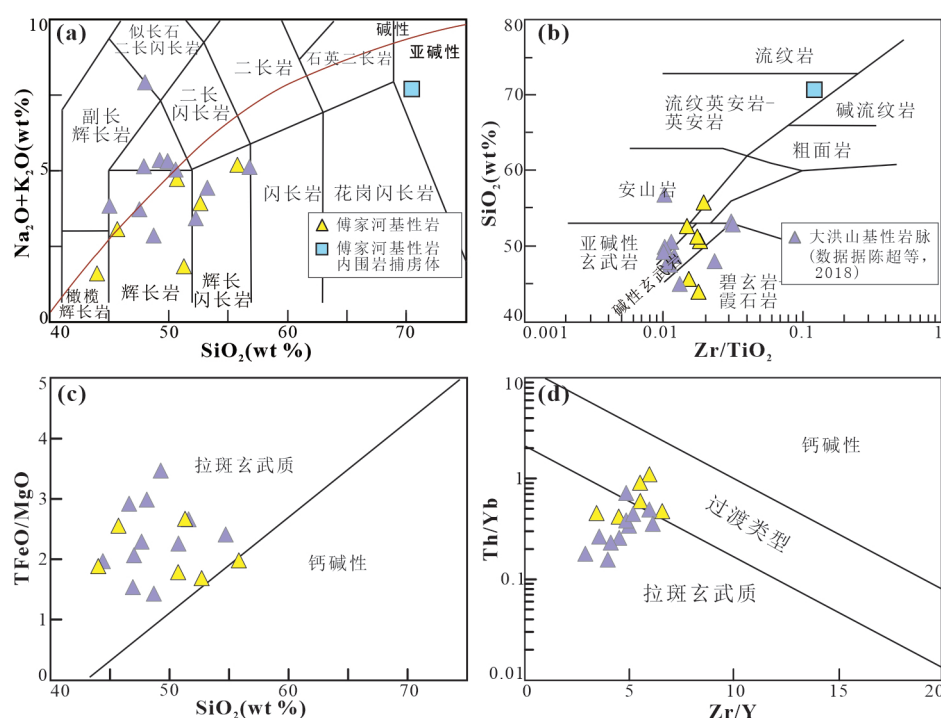


图4 傅家河基性岩岩石硅碱(TAS)图解(a)、 SiO_2 - Zr/TiO_2 图解(b)(底图据 Floyd and Winchester, 1978)、 TFeO/MgO - SiO_2 图解(c)及 Th/Yb - Zr/Y 图解(d)(底图据 Ross and Bédard, 2009)

Fig. 4 Geochemical classifications for the Fujiahe mafic rock.

Total alkali vs. silica (TAS)(a)、 SiO_2 vs. Zr/TiO_2 (b)、(Floyd and Winchester, 1978)、 TFeO/MgO vs. SiO_2 (c) and Th/Yb vs. Zr/Y (d)(Ross and Bédard, 2009).

(图4b)。样品同时具有高 TFeO/MgO 、低 Th/Yb 比值,显示出拉斑玄武质的特征(图4c、d)。

样品的稀土元素(REE)总量在 74×10^{-6} ~ 133×10^{-6} 之间。在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(图5a)上,轻稀土元素(LREE)相对重稀土元素(HREE)富集,且轻、重稀土元素的分异程度不一($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=3.51\sim 7.55$),同时具有变化的 Eu 异常($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.87\sim 1.13$)。在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图5b)上,相对其相邻元素,可见明显的大离子亲石元素(LILE,如 Rb、Ba、Pb)的正异常和高场强元素(HFSE,如 Nb、Ta、Ti)的负异常。

相较于其寄主基性岩,捕虏体具有相对高的 SiO_2 (70.45 wt%)、 K_2O (4.16 wt%)、 Na_2O (3.54 wt%)和低的 MgO (0.86 wt%)含量;同时,更加富集 Th(10.42×10^{-6})、U(1.19×10^{-6})和稀土($\sum \text{REE} = 212 \times 10^{-6}$)等不相容元素(表2),其轻、重稀土元素分异更加显著($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=12.78$)(图5a),Nb、Ta、Ti 等高场强元素的亏损更加明显(图5b)。

5 讨论

5.1 岩石成因

本文所分析的基性岩脉样品相对新鲜,除高蚀变样品 DW47 外(其烧失量=3.6 wt%),其余的样品烧失量均较小(<1.9 wt%),具有相似的稀土和微量元素组成,在稀土元素球粒陨石标准化分布型式图(图5a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(图5b)上分布曲线相一致。不同样品的 SiO_2 、 MgO 、 Al_2O_3 、 TiO_2 、 TFeO 、 CaO 含量虽有变化,但大多呈现一定的线性演化关系(图6),表明这些元素含量的变化主要受控于岩浆演化过程中的矿物结晶分离,受变质蚀变的影响较小。REE、HFSE、Th、U 等元素与极不活泼元素 Zr 显示一定线性关系,也反映这些元素并没有遭受成岩后变质作用的显著影响(Polat and Hofmann, 2003)。综上所述,上述主量元素(Mg、Al、Ti、Fe、Ca)和 REE、HFSE、Th 以及 U 等微量元素可以一起用于岩石成因讨论。

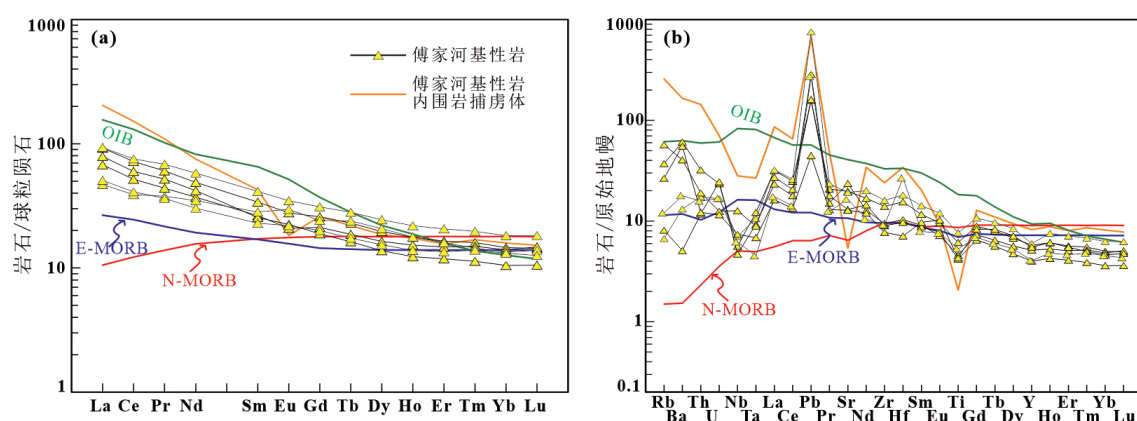


图 5 傅家河基性岩及围岩捕虏体稀土元素球粒陨石标准化分布型式图 (a) 和微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spider diagrams for the Fujiahe mafic rocks (b)

OIB. 洋岛玄武岩; E-MORB. 富集洋中脊玄武岩; N-MORB. 正常洋中脊玄武岩; 元素组成及标准化值据 Sun and McDonough, 1989.

未经分异的幔源基性岩浆通常具有高的镁 (如: $Mg^{\#} > 65$) 和相容元素含量 (如: $Ni > 300 \times 10^{-6}$ 、 $Cr > 300 \times 10^{-6}$) (Frey et al., 1978)。相较而言, 本文基性岩具有低的 $Mg^{\#}$ 值 (43~54) 和 Ni (41×10^{-6} ~ 202×10^{-6})、 Cr (67×10^{-6} ~ 614×10^{-6}) 含量, 同时样品具有变化的 SiO_2 、 TiO_2 、 $TFeO$ 、 CaO 和 MgO 含量 (图 6), 指示其母岩浆可能经历了橄榄石、辉石等矿物结晶分离。在元素含量或比值与 MgO 含量的相关图解 (图 6) 上, CaO 、 Cr 、 Ni 、 Co 含量和 CaO/Al_2O_3 比值随着 MgO 含量的降低而降低, 也表明了岩浆演化中存在橄榄石和辉石的结晶分离; Al_2O_3 、 Eu/Eu^* 与 MgO 呈正相关关系则可能是斜长石从岩浆中分离的结果; 而样品中 $TFeO$ 、 TiO_2 含量随 MgO 的减少而减少, 则可能与钛铁氧化物的分离有关。综上所述, 傅家河基性岩的母岩浆在其侵位过程中可能经历了橄榄石/辉石、长石和钛铁氧化物的分离结晶。

傅家河基性岩相对富集轻稀土 (LREE) 和大离子亲石 (LILE) 元素、而亏损重稀土元素 (HREE) 和高场强元素 (HFSE), 具有明显的 Nb-Ta 负异常 (图 5b), 类似于弧型 (陆壳型) 的地球化学特征, 既可能继承了遭受俯冲物质交代的富集地幔, 也可能是基性岩浆上侵过程中吸收了陆壳物质造成的 (王刚, 2014)。

傅家河基性岩体边缘部位发育白云二长片麻岩的包体 (图 2e-f), 其矿物组合、地球化学组成与围岩大磊山岩体 (徐扬, 2017) 一致, 指示这些包体可能是在岩浆上侵过程中捕获自围岩的捕虏体。

DW11 样品中锆石 DW11-3 点测得 783 ± 12 Ma 的年龄也与大磊山岩体 (~800 Ma) 的年龄在误差范围内一致 (图 3), 进一步指示该基性岩的母岩浆同化了本地围岩物质。相较于原始地幔, 傅家河基性岩中的捕虏体具有高的硅和不相容元素含量 (表 2), 相对富集 LREE、LILE、Th 和 U, 而亏损 HREE 和 HFSE (Nb-Ta-Ti) (图 5a,b); 基性岩浆吸收了类似于该捕虏体组分的物质, 会显著提高 LREE、LILE、Th 和 U 含量、并造成其 La/Yb 、 La/Sm 、 La/Nb 、 Th/Nb 和 Th/La 比值变大。本文基性岩中 Th/Nb 、 La/Sm 和 La/Nb 比值随着 SiO_2 含量增加而增加 (图 7a,b,c), 其 $(Th/La)_{PM}$ 、 La/Sm 比值分别随着 Th、La 含量增加而增加 (图 7d,e), 并逐渐向捕虏体样品组分方向演化 (图 8a,b,c), 表明样品的弧型地球化学特征可能是遭受了类似于捕虏体组分的围岩混染的结果。

在由 Nb、La、Th 等元素构成的源区性质和构造环境判别图解 (Fan W M et al., 2004; Dilek and Furnes, 2011) 上, 傅家河基性岩样品点落入了洋中脊玄武岩向岛弧玄武岩的过渡区域 (图 8a,b,c), 这可能是傅家河基性岩遭受了不同程度的地壳混染所致。一般认为, Zr、Y 含量 (或者 Zr/Y 比值) 受地壳混染的影响较低 (夏林圻等, 2007)。在这些元素构成的构造环境判别图解上, 傅家河基性岩大部分样品具有高的 Zr 和 Zr/Y 比值, 它们大多落入板内玄武岩的范围内 (图 8d)。另一方面, 低硅

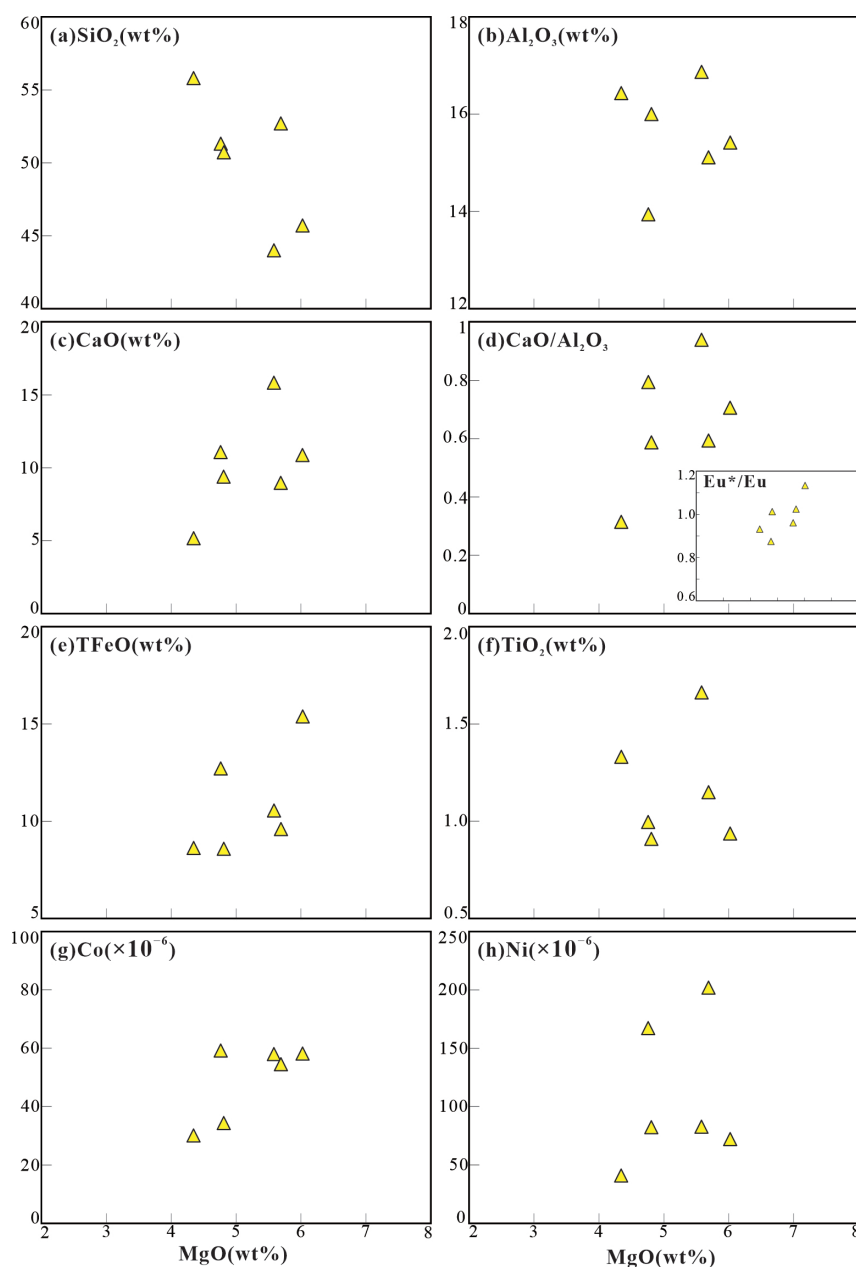


图6 傅家河基性岩部分元素含量、元素比值与MgO含量的相关图解

Fig. 6 Plots of major and trace elements versus MgO for the Fujiahe mafic rocks.

高镁样品 DW39 受结晶分异的影响低,可代表其初始岩浆的组分特征(表2);该样品中高 TiO_2 含量(1.66%)与板内玄武岩一致(图8e),指示傅家河基性岩形成于板内环境(Pearce, 1982),这与区域上同一时期的基性岩墙、碱性火山岩形成的构造环境一致(王存智等, 2009; Zhang G S et al., 2017; 陈超等, 2018)。

5.2 区域构造背景

目前对武当-随枣早志留世岩浆岩形成的构

造背景和动力学机制的认识仍存在分歧,包括大陆裂谷环境(黄月华等, 1992; 邹先武等, 2011)、地幔柱活动导致的陆壳伸展环境(张成立等, 2007; 龙井山等, 2016)、陆缘弧后环境(Wang K M et al., 2015)等。另外还有学者强调,南秦岭早古生代的岩石圈裂解事件与西侧勉略带古特提斯演化在空间位置上存在连续性,代表了古特提斯洋在该区的初始裂解(胡健民等, 2002)。

武当-随枣广泛分布的(超)基性岩脉、碱性火

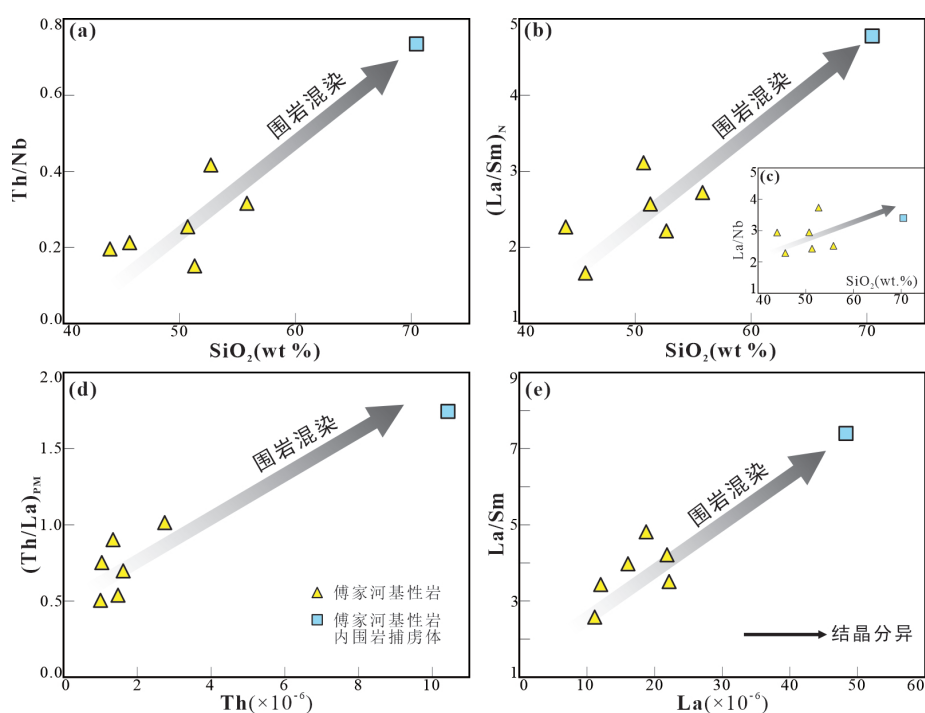


图 7 傅家河基性岩及围岩捕虏体 Th/Nb – SiO_2 (a), $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ – SiO_2 (b), La/Nb – SiO_2 (c), $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ – Th (d) 及 La/Sm – La (e) 相关图解

Fig. 7 Plots of Th/Nb vs. SiO_2 (a), $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ vs. SiO_2 (b), La/Nb vs. SiO_2 (c), $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ vs. Th (d) and La/Sm vs. La (e) for the Fujiahe mafic rocks

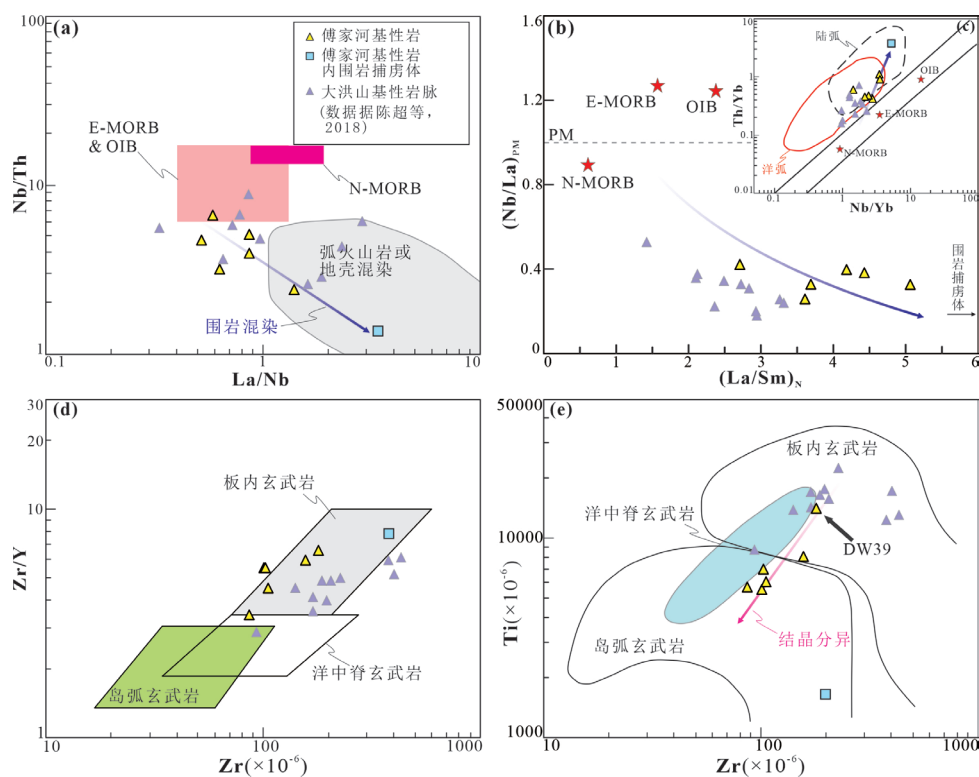


图 8 傅家河基性岩大地构造环境判别图解

Fig. 8 Tectonic environment discrimination diagrams to the Fujiahe mafic rocks.

(a) Nb/Th – La/Nb 图解 (底图据 Fan W M et al., 2004); (b) $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ – $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 图解; (c) Th/Yb – Nb/Yb 图解 (底图据 Dilek and Furnes, 2011); (d) Zr/Y – Zr 图解; (e) Ti – Zr 图解 (底图据 Pearce, 1982)

山岩和火成碳酸岩组合,形成时代集中在 450~400 Ma 之间(岩浆活动的峰期在 430 Ma 左右);其中基性岩大多高碱、富集高场强元素(如 Nb、Ti 和 Zr),具有与大陆玄武岩(或者洋岛玄武岩)类似的元素和同位素组成(王坤明, 2014; 王刚, 2014; 龙井山等, 2016; Zhang G S et al., 2017),指示早志留世软流圈地幔上涌和熔融带来的热量进一步造成岩石圈地幔和地壳的裂解和熔融(王宗起等, 2009),其形成的岩浆经历演化形成区内碱性杂岩及碳酸岩(马昌前等, 2004; Cheng H et al., 2010; 王刚, 2014; 万俊等, 2016),同时也使武当-随枣地区在伸展背景下形成了镇安-旬阳塌陷盆地(胡健民等, 2003)。北大巴山火山岩互层的沉积岩中发现了丰富的牙形石及笔石化石,也证实该区存在一个富碳富硅的裂谷盆地(雒昆利和端木和顺, 2001)。

地幔柱活动通常具有极高的温度,会导致地幔橄榄岩的熔融,从而产生大规模拉斑玄武岩(Winter, 2001)。南秦岭早古生代岩浆岩组合明显缺失大陆拉斑玄武岩系列(张成立等, 2002; 龙井山等, 2016),暗示该套碱性岩并非大规模地幔柱活动的产物,而可能与大陆裂谷环境有关。一般而言,大陆裂谷作用代表了地壳的伸展拉张,其经典岩石组合为碱性玄武岩、拉斑玄武岩及各自组成的双峰式火山岩(王焰等, 2000)。其中,碱性岩发育代表了裂谷早期阶段;碱性玄武岩和拉斑玄武岩同时发育则表明大陆地壳已明显减薄、进入裂谷的中期阶段;当大陆最终裂解形成新的洋壳时,岩石组合又以拉斑玄武岩为主(胡健民等, 2003)。武当-随枣早古生代 450~430 Ma 的幔源岩浆以碱性玄武质为主、缺失拉斑玄武质系列,指示该区大陆裂谷作用只是持续活动到早志留世;区内含有粗面岩砾石的砾岩沉积指示南秦岭内裂陷盆地自晚志留世开始进入收缩(张国伟等, 2001),大陆裂谷活动并没有进一步发展,它与勉略地区晚古生代古特提斯洋演化的关系并不明确(陈虹等, 2014)。

大别造山带 HP/UHP 变质岩中普遍缺失古生代岩石。本文首次在西大别造山带南部识别出~440 Ma 的傅家河基性岩体,首次证实了秦岭-桐柏南缘武当-随枣地区的大陆岩浆活动可延伸至西大别造山带南部(如本文的大磊山地区)。傅家

河基性岩与大洪山基性岩脉(436~433 Ma, 陈超等, 2018)具有类似的形成年龄和地球化学组成,可归为一套碱质、拉斑玄武质的板内基性岩。而值得注意的是,它们与邻近的随枣地区碱性玄武岩(董云鹏等, 1998)不同,本文傅家河和大洪山基性岩的部分样品显示出拉斑玄武质的属性,至于它们之间的成因关系还有待下一步研究。另一方面,基于本文单独地质体,仍无法全面体现大别造山带南部早古生代的构造格局,今后仍需进一步识别区内的古生代地质体和地质事件,以提升对大别地区早古生代大地构造演化的认识。

6 结论

(1)西大别造山带南缘大磊山地区傅家河基性岩体的岩性以弱面理化的辉绿岩为主,局部相变为辉绿玢岩;地球化学组成上属于一套碱质-拉斑玄武质岩石,其岛弧型地球化学特征可能是其母岩浆上侵过程中吸收了围岩物质造成的,高 Zr、Ti 含量和 Zr/Y 比值指示其为是一套大陆裂谷岩浆岩。

(2)SIMS 锆石 U-Pb 定年结果显示傅家河基性岩体形成时代为早志留世(439 ± 3 Ma),证实了武当-随枣地区的 450~400 Ma 大陆裂谷岩浆活动东延至西大别造山带南部的大磊山地区。

感谢两位匿名审稿专家提出的有益的意见和建议。

参考文献:

- 陈超,苑金玲,孔令耀,叶竹君,杨青雄,杨成,周峰. 2018. 扬子北缘大洪山地区早古生代基性岩脉的厘定及其地质意义[J]. 地球科学, 43(7):2370-2388.
- 陈虹,田蜜,武国利,胡建民. 2014. 南秦岭构造带内早古生代碱基性岩浆活动:古特提斯洋裂解的证据[J]. 地质论评, 60(6):1437-1452.
- 董云鹏,周鼎武,张国伟,柳小明. 1998. 秦岭造山带南缘早古生代基性火山岩地球化学特征及其大地构造意义[J]. 地球化学, 27(5):432-441.
- 湖北省地质局区测队. 1978. 中华人民共和国区域地质调查报告:大悟县南半幅、小河镇幅(1:50000)[R].

- 胡健民, 孟庆任, 马国良, 张森琦, 高殿松. 2002. 武当地块基性岩席群及其地质意义 [J]. 地质论评, 48(4): 353-360.
- 胡健民, 赵国春, 孟庆任, 罗洪, 王宗合. 2003. 武当地块基性侵入岩群的地质特征与构造意义 [J]. 岩石学报, 19(4): 601-611.
- 黄月华, 任有祥, 夏林圻, 夏祖春, 张诚. 1992. 北大巴山早古生代双模式火成岩套: 以高滩辉绿岩和蒿坪粗面岩为例 [J]. 岩石学报, 8(3): 243-256.
- 刘超然, 徐大良, 赵小明, 邓新, 谭满堂. 2021. 南大别蕲春构造混杂岩带中变质沉积岩源区和时代限定. 华南地质, 37(1): 1-28.
- 刘勇胜, 胡北初, 李明, 高山. 2013. LA-ICP-MS 在地质样品元素分析中的应用 [J]. 科学通报, 58(36): 3753-3769.
- 龙井山, 张贵山, 韩文华, 盛学成, 赵凯强. 2016. 北大巴山紫阳地区正长斑岩岩墙地球化学特征与锆石 SHRIMP U-Pb 定年 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 35(4): 681-691.
- 雒昆利, 端木和顺. 2001. 大巴山区早古生代基性火成岩的形成时代 [J]. 中国区域地质, 20(3): 262-266.
- 马昌前, 余振兵, 许聘, 王琳燕. 2004. 桐柏 - 大别山南缘的志留纪 A 型花岗岩类: SHRIMP 锆石年代学和地球化学证据 [J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34(12): 1100-1110.
- 宋文磊, 许成, 王林均, 吴敏, 曾亮, 王丽泽, 冯梦. 2013. 与碳酸岩 - 碱性杂岩体相关的内生稀土矿床成矿作用研究进展 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 49(4): 725-740.
- 万俊, 刘成新, 杨成, 刘万亮, 李雄伟, 付晓娟, 刘虹显. 2016. 南秦岭竹山地区粗面质火山岩地球化学特征、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其大地构造意义 [J]. 地质通报, 35(7): 1134-1143.
- 王存智, 杨坤光, 徐扬, 程万强. 2009. 北大巴基性岩墙群地球化学特征、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其大地构造意义 [J]. 地质科技情报, 28(3): 19-26.
- 王刚. 2014. 北大巴山紫阳 - 岚皋地区古生代火山岩浆事件与中生代成矿作用 [D]. 中国地质大学 (北京) 博士学位论文.
- 王国灿, 杨巍然. 1998. 大别造山带中新生代隆升作用的时空格局 - 构造年代学证据 [J]. 地球科学 - 中国地质大学学报, 23(5): 461-467.
- 王坤明. 2014. 陕西紫阳 - 岚皋地区镁铁质岩岩石成因, 构造环境及成矿作用研究 [D]. 中国地质科学院博士学位论文.
- 王焰, 张旗, 钱青. 2000. 埃达克岩 (adakite) 的地球化学特征及其构造意义 [J]. 地质科学, 35(2): 251-256.
- 王宗起, 闫全人, 闫臻, 王涛, 姜春发, 高联达, 李秋根, 陈隽璐, 张英利, 刘平, 谢春林, 向忠金. 2009. 秦岭造山带主要大地构造单元的新划分 [J]. 地质学报, 83(11): 1527-1546.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 李向民, 马中平. 2007. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩 [J]. 岩石矿物学杂志, 26(1): 77-89.
- 夏林圻, 夏祖春, 张诚, 徐学义. 1994. 北大巴山碱质基性 - 超基性潜火山杂岩岩石地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 62-75.
- 向忠金, 闫全人, 宋博, 王宗起. 2016. 北大巴山超基性、基性岩墙和碱质火山杂岩形成时代的新证据及其地质意义 [J]. 地质学报, 90(5): 896-916.
- 徐扬. 2017. 扬子北缘随应地块及邻区新元古代 900-780Ma 岩浆事件及其构造意义 [D]. 中国地质大学 (武汉) 博士学位论文: 1-195.
- 徐扬, 杨振宁, 邓新, 王令占, 刘浩, 金鑫鏢, 张维峰, 魏运许, 彭练红, 黄海永. 2021. 西大别南缘印支期吕王 - 高桥 - 永佳河构造混杂岩带的厘定及其构造意义 [J]. 地球科学, 46(4): 1173-1198.
- 张成立, 高山, 袁洪林, 张国伟, 晏云翔, 罗静兰, 罗金海. 2007. 南秦岭早古生代地幔性质: 来自超镁铁质、镁铁质岩脉及火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素证据 [J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37(7): 857-865.
- 张成立, 高山, 张国伟, 柳小明, 于在平. 2002. 南秦岭早古生代碱性岩墙群的地球化学及其地质意义 [J]. 中国科学 (D 辑), 32(10): 819-829.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学 [M]. 北京: 科学出版社: 1-855.
- 张业明, 熊成云, 韦昌山. 1996. 关于大别运动的新认识 [J]. 地球学报: 中国地质科学院院报, 17(1): 11-18.
- 邹先武, 段其发, 汤朝阳, 曹亮, 崔森, 赵武强, 夏杰, 王磊. 2011. 北大巴山镇坪地区辉绿岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年和岩石地球化学特征 [J]. 中国地质, 38(2): 282-291.
- Cheng H, King R L, Nakamura E, Vervoort J D, Zheng

- Y F, Ota T, Wu Y B, Kobayashi K, Zhou Z Y. 2009. Transitional time of oceanic to continental subduction in the dabié orogen: constraints from U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd and Ar-Ar multi chronometric dating[J]. *Lithos*, 110(1-4): 327-342.
- Dilek Y, Furnes H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4):387-411.
- Dong Y P, Santosh M. 2015. Tectonic architecture and multiple orogeny of the Qinling Orogenic Belt, Central China [J]. *Gondwana Research*, 29: 1-40.
- Fan W M, Guo F, Wang Y J, Zhang M. 2004. Late Mesozoic volcanism in the northern Huaiyang tectono-magmatic belt, central China: partial melts from a lithospheric mantle with subducted continental crust relicts beneath the Dabié orogen?[J]. *Chemical Geology*, 209(1-2):27-48.
- Floyd P A, Winchester J A. 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 21(3-4): 291-306.
- Finch R J, Hanchar J M. 2003. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 1-25.
- 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.
- Li Q L, Li X H, Liu Y, Tang G Q, Yang J H, Zhu W G. 2010. Precise U - Pb and Pb - Pb dating of Phanerozoic baddeleyite by SIMS with oxygen flooding technique[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 25(7): 1107-1113.
- Li X H, Liu Y, Li Q L, Guo C H, Chamberlain K R. 2009. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(4): 1-21.
- Liu X C, Li S Z, Jahn B M. 2015. Tectonic evolution of the Tongbai-Hong' an orogen in central China: From oceanic subduction/accretion to continent-continent collision [J]. *Science China: Earth Sciences*, 58(9): 1477-1469.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. ed. *Orogenic andesites and related rocks*[M]. Chichester: John Willey & Sons, 528-548.
- Peters T J, Ayers J C, Gao S, Liu X M. 2013. The origin and response of zircon in eclogite to metamorphism during the multi-stage evolution of the huwan shear zone, china: insights from Lu-Hf and U-Pb isotopic and trace element geochemistry[J]. *Gondwana Research*, 23(2): 726-747.
- Polat A, Hofmann A W. 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7 - 3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland[J]. *Precambrian Research*, 126(3-4): 197-218.
- Ross P S, Bédard J H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11): 823-839.
- Sláma J, KoKo 1 J, Condon D J, Crowley J L, Gerdes A, Hanchar J M, Horstwood M S A, Morris G A, Nasdala L, Tubrett M N, Whitehouse M J. 2008. Plešovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. *Chemical Geology*, 249: 1-35.
- Stacey J S, Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two - stage mode[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society London Special Publications*, 42: 313-345.
- Wang K M, Wang Z Q, Zhang Y L, Wang G. 2015. Geochronology and Geochemistry of Mafic Rocks in the Xuhe, Shaanxi, China: Implications for Petrogenesis and Mantle Dynamics[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 89(1): 187-202.
- Winter J D. 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology[J]. *Canadian Mineralogist*, 39(5):1503-1505.
- Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, Griffin W L, Meier M, Oberli F, Vonquadt A, Roddick J C, Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U - Th - Pb, Lu - Hf, trace - element

- and REE analyses[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 19(1): 1-23.
- Wu Y B, Hanchar J M, Gao S, Sylvester P J, Tubrett M, Qiu H N, Wijbrans J R, Brouwer F M, Yang S H, Yang Q J, Liu Y S, Yuan H I. 2009. Age and nature of eclogites in the huwan shear zone, and the multi-stage evolution of the qinling-dabie-sulu orogen, central china[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 277(3-4): 345-354.
- Wu Y B, Zheng Y F. 2013. Tectonic evolution of a composite collision orogen: An overview on the Qinling-Tongbai-Hong' an-Dabie-Sulu orogenic belt in central China [J]. *Gondwana Research*, 23(4): 1402-1428.
- Xu Y, Polat A, Deng X, Liu H, Yang K G. 2020. The ~1.97 Ga dioritic block in the Hong' an Terrane, central China: syncollisional alkaline magmatism at the northern margin of the Yangtze Block[J]. *Precambrian Research*, 342: 105713
- Zhang G S, Liu S W, Han W H, Zheng H Y. 2017. Baddeleyite U- Pb age and geochemical data of the mafic dykes from South Qinling: Constraints on the lithospheric extension[J]. *Geological Journal*, 52(51): 272 -285.

《华南地质与矿产》更名为《华南地质》的启事

经国家新闻出版署批准(国新出审(2020)2462号),《华南地质与矿产》于2020年第3期正式更名为《华南地质》(CN 42-1913/P; ISSN 2097-0013)。

《华南地质》办刊宗旨为:立足华南地区,刊载地质科技新进展、新成果、新技术,促进学术交流,推动成果转化,服务生态文明建设和自然资源管理。

更名后的《华南地质》继续为中国知网、万方数据库、维普数据库、CA(化学文摘)及《JST 日本科学技术振兴机构数据库》等国内外数据库收录,《华南地质》将继续以提高刊物质量为抓手,进一步提高期刊的编校质量和学术水平,为大地质工作者提供学术交流平台,殷切希望广大专家学者继续支持期刊出版工作,不吝赐稿,推动期刊学术质量再上新台阶,争取早日进入中国核心期刊方阵。