

# 豫西雷门沟钼矿区花岗斑岩年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素研究\*

曹晶<sup>1</sup>, 叶会寿<sup>2\*\*</sup>, 陈小丹<sup>2</sup>, 李正远<sup>1</sup>, 张兴康<sup>1</sup>, 贺文<sup>1</sup>

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037)

**摘要** 雷门沟钼矿床是东秦岭地区典型的斑岩型矿床之一。矿体主要赋存于雷门沟花岗斑岩体内, 部分产于岩体外接触带的太华群片麻岩中。LA-(MC)-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示, 雷门沟花岗斑岩的成岩年龄为  $(131.0 \pm 0.6) \text{ Ma}$  ( $n = 25$ , MSWD = 1.6), 与辉钼矿 Re-Os 同位素年龄  $(132 \pm 2) \text{ Ma}$  一致。岩石地球化学分析表明, 该岩体的  $A/\text{CNK} = 1.11 \sim 1.17$ ,  $\omega(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  为  $8.12\% \sim 9.07\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为  $1.17 \sim 1.68$ , 属于过铝质和高钾钙碱性系列。稀土和微量元素特征显示, 该岩体富集 LREE、K、Rb、Ba、Sr、Pb 等大离子亲石元素, 亏损 HREE、Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素, 具有中等的负铷异常。岩石的初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值为  $0.709\ 319 \sim 0.709\ 326$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为  $-16.26 \sim -16.16$ , 锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值变化于  $-27.9 \sim -16.9$ , 二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}} = 2259 \sim 2946 \text{ Ma}$ , 显示其源区物质以壳源物质为主, 可能为太古宙太华群, 有少量幔源组分的参与, 岩体可能是由底侵的基性幔源岩浆诱发的地壳物质部分熔融形成的。与邻近的花山岩基的地球化学和同位素特征对比表明, 雷门沟花岗斑岩和花山岩基来源于相同的源区, 推测二者应是不同侵入期次的产物。

**关键词** 地球化学; 锆石 U-Pb 定年; Sr-Nd-Hf 同位素; 花岗斑岩; 雷门沟; 华北陆块南缘

中图分类号: P618.65

文献标志码: A

## Geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of granite porphyry in Leimengou Mo deposit, western Henan Province

CAO Jing<sup>1</sup>, YE HuiShou<sup>2</sup>, CHEN XiaoDan<sup>2</sup>, LI ZhengYuan<sup>1</sup>, ZHANG XingKang<sup>1</sup> and HE Wen<sup>1</sup>

(1 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 MRL Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

### Abstract

The Leimengou Mo deposit is one of the typical porphyry deposits in the East Qinling orogenic belt. The Mo mineralization is mainly hosted in the Leimengou granite porphyry and subordnately in the gneiss of Archean Taihua Group in the external contact zone. Zircon U-Pb LA-(MC)-ICP-MS dating yielded  $(131.0 \pm 0.6) \text{ Ma}$  ( $n = 25$ , MSWD = 1.6), corresponding to  $(132 \pm 2) \text{ Ma}$  of Mo mineralization age obtained by the Re-Os method. The Leimengou granite porphyry is of peraluminous and high-K calc-alkaline series with the data  $A/\text{CNK} = 1.11 \sim 1.17$ ,  $\omega(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 8.12\% \sim 9.07\%$  and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.17 \sim 1.68$ . The REE and trace elements characteristics show enrichment of large ion lithophile elements (LREE, K, Rb, Ba, Sr and Pb) and

\* 本文得到国家自然科学基金项目(编号: 41272104)和地质调查项目(编号: 1212011220869)联合资助

第一作者简介 曹晶, 女, 1988年生, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: jing.cao@cugb.edu.cn

\*\* 通讯作者 叶会寿, 男, 1964年生, 研究员, 长期从事矿床研究与资源勘查工作。Email: yehuishou@163.com

收稿日期: 2015-09-12; 改回日期: 2016-06-21。秦思婷编辑。

depletion of high-field strength elements (HREE, Nb, Ta, Ti and P), with moderately negative anomaly of Eu. The rocks have initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of 0.709 319~0.709 326 and  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values of  $-16.26 \sim -16.16$ . The granite porphyry shows a large variation in zircon Hf compositions with  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values of  $-27.9 \sim -16.9$  and two-stage model ages of 2259~2946 Ma. Geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopic compositions suggest that the Leimengou granite porphyry was derived mainly from an ancient continental crust (probably Archean Taihua Group), with the addition of mantle related materials. Therefore, the formation of Leimengou granite porphyry could be interpreted as partial melting of the old crust induced by an underplated mantle-derived magma. According to geochemical and isotopic data, the Leimengou granite porphyry and the adjacent Huashan granitic batholith may share the same magmatic source, and both are products of an independent magmatic activity.

**Key words:** geochemistry, zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf isotope, granite porphyry, Leimengou, southern margin of the North China Block

位于华北陆块南缘的东秦岭钼矿带是中国重要的钼多金属和贵金属成矿带之一。该矿带以矿床数量多、规模大著称,产出了金堆城、南泥湖-三道庄、东沟等7个超大型钼矿床和雷门沟等10多个大-中型钼矿床,钼金属储量约占全国总储量的66%(张正伟等,2001a;Mao et al.,2011)。斑岩(-矽卡岩)型矿床是该带内最重要的钼矿床类型,与其有成因联系的是燕山期中酸性小斑岩体(卢欣祥等,2002)。前人对这些钼多金属矿床及与其相关的花岗质小岩体的地质特征、时空分布、物质来源及演化、成矿作用过程等进行了大量研究,取得了重要进展,为进一步的研究奠定了坚实基础。与这些斑岩(-矽卡岩)型矿床及中酸性小斑岩体同期产出的还有众多的燕山期大岩基,包括老牛山、华山、文峪、娘娘山、花山、五丈山等(图1)。在空间上,这些含钼的小斑岩体常分布于不含矿的大岩基周围,如金堆城、石家湾、八里坡等岩体,相关钼矿床分布于老牛山岩基周围,雷门沟和沙坡岭斑岩型钼矿床分别位于花山岩基东、西两侧,东沟岩体及东沟超大型钼矿床位于同期的太山庙岩基北侧,并且东沟斑岩体被认为是太山庙岩基的分支或是其分异晚期的产物(叶会寿等,2006;戴宝章等,2009)。在时间上,这些含钼的小斑岩体与其邻近的大岩基具有一致的成岩年龄。近年来的地球化学研究显示,这些大岩基和小岩体具有成因联系,二者具有相同的源区(黄凡等,2009;赵海杰等,2010),甚至具有同源岩浆演化关系(叶会寿等,2006;戴宝章等,2009;冯延清等,2014)。最近,有关部门通过地球物理异常发现,南泥湖-三道庄、上房沟等矿床所在的栾川矿集区下部存在一个规模巨大的隐伏花岗岩基,而南泥湖、上房沟、石宝沟、火神庙等岩体则是该岩基以岩株形式侵入到地表的

再次证明东秦岭地区含矿小斑岩体与大岩基之间密切的时空和成因联系。这些含矿小斑岩体与其邻近的大岩基的关系研究为进一步完善东秦岭钼矿带的成矿理论提供了新视野。

雷门沟钼矿床是东秦岭地区典型的斑岩型钼矿床之一,该矿床位于东秦岭钼矿带东段的熊耳山地区,距花山花岗岩基东侧约6 km,现已查明钼资源/储量达 $34 \times 10^4$  t以上,钼平均品位0.07%(陈小丹等,2011),达大型规模。前人对该矿床的地质特征、蚀变特征(陈小丹等,2012)、成岩成矿年代学(李永峰等,2006)及成矿流体(陈小丹等,2011)等方面进行了详细研究,但目前该矿床仍存在一些薄弱的方面尚待完善。一方面,李永峰等(2006)获得与成矿有关的花岗斑岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄为 $(136.2 \pm 1.5)$  Ma,矿床中辉钼矿Re-Os加权平均年龄为 $(132.4 \pm 1.9)$  Ma,成岩成矿年龄存在约4 Ma的时差,因此,还需要进一步的年代学工作进行限定;另外,由于雷门沟花岗斑岩的锆石U-Pb年龄早于邻近的花山花岗岩基(SHRIMP锆石U-Pb年龄为 $(131 \pm 1)$  Ma~ $(132 \pm 2)$  Ma, Mao et al., 2010),因此,雷门沟矿床及相关花岗斑岩的形成被认为与花山岩基没有直接关系(李永峰等,2006;苏捷等,2009),这与上述东秦岭钼矿带中,含矿斑岩体与邻近的花岗岩基之间普遍存在的时空联系是不相符的。因此,有必要对雷门沟花岗斑岩的成岩年龄进行进一步验证。另一方面,雷门沟花岗斑岩虽然规模很小,但与成矿过程密切相关,岩石地球化学及同位素研究的缺乏限制了对成岩物质来源及岩浆源区等问题的探讨。为此,笔者在前人研究的基础上,对雷门沟花岗斑岩进行了岩石地球化学、LA-(MC)-ICP-MS锆石U-Pb定年及Sr-Nd-Hf同位素研究,进

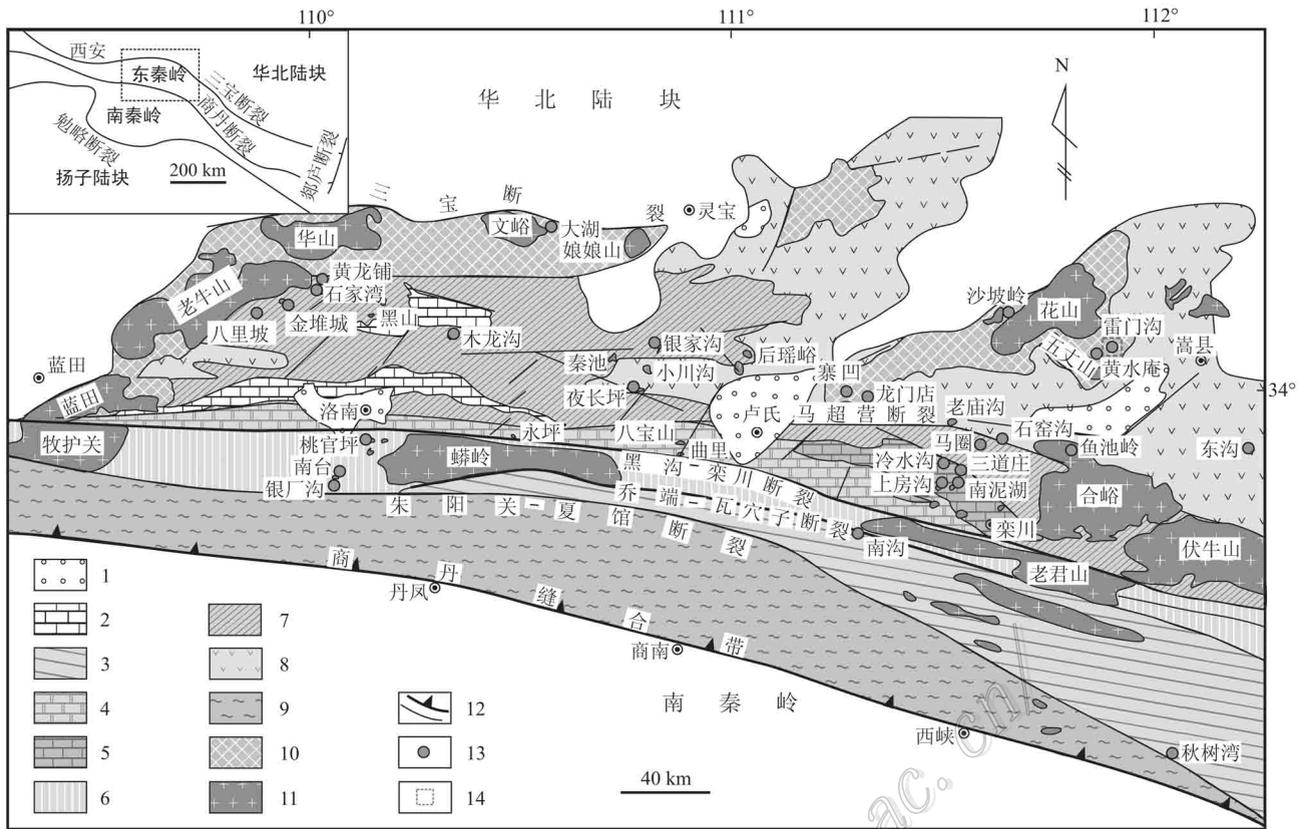


图 1 东秦岭地区晚中生代花岗岩分布简图(据 Mao et al., 2010 修改)

1—新生界沉积物；2—寒武系碳酸盐岩；3—新元古界—古生界二郎坪群火山沉积岩；4—新元古界陶湾群大理岩；5—新元古界栾川群碳酸盐岩；6—中-新元古界宽坪群绿片岩；7—中元古界官道口群大理岩；8—中元古界熊耳群火山岩；9—古元古界秦岭群变质岩；10—太古界太华群片麻岩；11—中生代花岗岩；12—断裂或缝合带；13—钼(多金属)矿床；14—雷门沟矿床位置

Fig. 1 Distribution of the late Mesozoic intrusions in the East Qinling orogen (modified after Mao et al., 2010)

1—Cenozoic sediments; 2—Cambrian carbonates; 3—Neoproterozoic-Paleozoic volcanic sedimentary rocks; 4—Neoproterozoic marble of Taowan Group; 5—Neoproterozoic carbonates of Luanchuan Group; 6—Mes-Neoproterozoic greenschist of Kuanping Group; 7—Mesoproterozoic marble of Guandaokou Group; 8—Mesoproterozoic volcanic rocks of Xiong'er Group; 9—Paleoproterozoic metamorphic rocks of Qinling Group; 10—Archean gneiss of Taihua Group; 11—Mesozoic granite; 12—Fault or suture zone; 13—Mo (polymetallic) deposit; 14—Location of the Leimen-gou Mo deposit

一步厘定岩体的形成时代,明确其地球化学特征,探讨成岩物质来源,并结合前人研究成果,试图讨论花山岩基与雷门沟花岗斑岩的关系,进而对雷门沟成矿斑岩的岩石成因及相关问题进行探讨。

## 1 区域地质背景

雷门沟钼矿床所在的华北陆块南缘是秦岭造山带后陆逆冲断裂褶皱带(张国伟等, 2001),其北部以三宝断裂为界与华北陆块相邻,南部以黑沟-栾川断裂为界与北秦岭中-新元古界宽坪群呈断层接触(图 1)。区内地层具有克拉通结晶基底和盖层的双

重结构。结晶基底由太古界太华群中-高级变质岩系构成,主要岩性为英云闪长质-奥长花岗质-花岗闪长质(TTG)片麻岩和斜长角闪(片/片麻)岩(胡受奚等, 1997)。盖层主要由中-新元古界熊耳群、官道口群、栾川群等组成。中元古界熊耳群为一套厚度较大的中基性-中酸性陆相火山岩系,夹少量海陆相碎屑沉积,呈角度不整合覆盖于太华群结晶基底之上,是区内主要的盖层岩系。中元古界官道口群为一套滨浅海相碎屑岩-碳酸盐岩沉积建造,呈角度不整合或假整合覆盖于熊耳群之上。新元古界栾川群为一套浅海陆源碎屑岩-碳酸盐岩建造,与官道口群呈整合接触。

华北陆块南缘受秦岭褶皱带长期活动及板块边界深断裂的影响,区域性断裂构造发育,以近东西向和北东向为主(图1)。近东西向断裂构成区域内的边界断裂,以马超营断裂和黑沟-栾川断裂为代表。北东向断裂叠加于近东西向断裂之上,2组断裂的交汇部位控制了燕山期中酸性小岩体的分布。区内岩浆岩广泛发育,以燕山期花岗质岩浆活动最为强烈。燕山期花岗岩以2种形式产出,一类为大岩基,如老牛山、华山、文峪、娘娘山、花山、五丈山、伏牛山等;另一类为小的斑岩体,如金堆城、石家湾、八宝山、南泥湖、火神庙、雷门沟等,这些小斑岩体与钼等金属矿化关系密切,构成了著名的东秦岭钼矿带。这些晚中生代花岗岩的岩浆演化可分晚侏罗世—早白垩世(160~130 Ma)和早白垩世中晚期(120~100 Ma)2个阶段(王晓霞等,2011)。在华北陆块南缘,成岩和成矿具有时空一致性,主要的钼、金等多金属矿与晚中生代岩体同期产出,且与大岩体附近的小岩体有关或分布在大岩体的附近。

雷门沟钼矿床位于花山和五丈山岩基东侧(图1)。花山岩基距矿区北西侧约6 km,出露面积超过300 km<sup>2</sup>,呈不规则状侵入于太华群中,局部侵入于熊耳群中。花山岩基是多期次侵入的复式岩体,由花山、蒿坪和金山庙3个岩体组成。岩性主要为似斑状黑云二长花岗岩、中细粒黑云母二长花岗岩和似斑状含角闪黑云石英二长岩(范宏瑞等,1994),前两类岩性构成岩基的主体。Mao等(2010)利用SHRIMP锆石U-Pb法测得花山岩基的主体花山和蒿坪2个岩体年龄分别为(132.0±1.6) Ma和(130.7±1.4) Ma;肖娥等(2012)获得花山岩基中蒿坪和金山庙岩体的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为(128.7±1.0) Ma~(129.3±2.4) Ma和(127.6±1.6) Ma。围绕花山岩基发育一系列小型花岗岩类岩株、岩脉以及与其有成因联系的隐爆角砾岩体,除雷门沟钼矿床外,还发育祈雨沟、上宫、崔香洼、虎沟、干树凹、大公峪等金矿床,其中,祈雨沟金矿床被认为与燕山期岩浆热液系统活动有关(张元厚,2006),其他矿床是否与岩浆热液系统有关还有待证实。五丈山花岗岩基分布于矿区西南部,出露面积约58 km<sup>2</sup>,在区域上呈北西-南东向板状延伸,主体岩性为含斑黑云角闪二长花岗岩,其SHRIMP锆石U-Pb年龄为(157±1) Ma(Mao et al., 2010),在五丈山花岗岩基周围发育同期花岗岩脉。

## 2 矿床地质特征及岩体地质

### 2.1 矿床地质

矿区主要出露太古界太华群片麻岩系(图2),主要岩性为黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩和黑云角闪斜长片麻岩,片麻理倾向一般为100~140°,倾角15~35°,与岩体接触部位常受不同程度的混合岩化,形成各种混合岩化片麻岩和混合岩。矿区内发育元古宙中晚期及燕山期岩浆岩。元古宙岩浆岩以基性岩脉为主,主要有辉长辉绿岩和英安斑岩。燕山期岩浆岩主要为中酸性侵入体,包括正长斑岩脉、石英斑岩脉、二长花岗斑岩脉、花岗斑岩岩株及隐爆角砾岩(图2)。其中,二长花岗斑岩脉的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为(124.0±0.6) Ma(待发表资料),石英斑岩脉的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为(127±1) Ma(陈小丹等,2011),花岗斑岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄为(136±2) Ma(李永峰等,2006),正长斑岩脉被花岗斑岩岩株和石英斑岩脉截穿。因此,矿区内岩浆岩从早到晚应为:正长斑岩、花岗斑岩、石英斑岩及二长花岗斑岩。花岗斑岩侵入围岩,发生隐爆作用形成隐爆角砾岩。花岗斑岩及隐爆角砾岩在空间及时间上与钼矿化关系密切。

矿区内无大的褶皱构造,断裂构造较发育,主要有近东西向、北北东向、北东向和北西向4组。其中,北北东向断裂最为发育,具有东强西弱的特点,在矿区东部多处将雷门沟花岗斑岩切穿,并在局部切断近东西向断裂。多数断裂具有明显的压扭性特征,并被后期的岩脉所充填。

钼矿体赋存于雷门沟花岗斑岩体与太华群片麻岩的内外接触带附近,集中于岩体内接触带0~600 m和外表接触带0~300 m范围内(图2、图3),向内、外两侧矿化减弱。钼矿体在平面上呈南部开口的半环状,在剖面上呈似层状、透镜状,近东西走向,倾角平缓,局部较陡(图3)。矿石中金属矿物主要为辉钼矿和黄铁矿,含极少量的黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等;非金属矿物主要有石英、钾长石、斜长石、绢云母、黑云母等。矿石结构主要为自形-半自形晶粒结构和他形晶粒结构,少量的包含结构和交代残余结构;矿石构造以浸染状、细脉浸染状、网脉状为主,少量块状构造和角砾状构造。矿区内岩浆期后热液活动十分强烈,形成的围岩蚀变主要有钾长石化、硅化、绢云母化、萤石化、绿泥石化、碳酸盐化、高岭土化等,

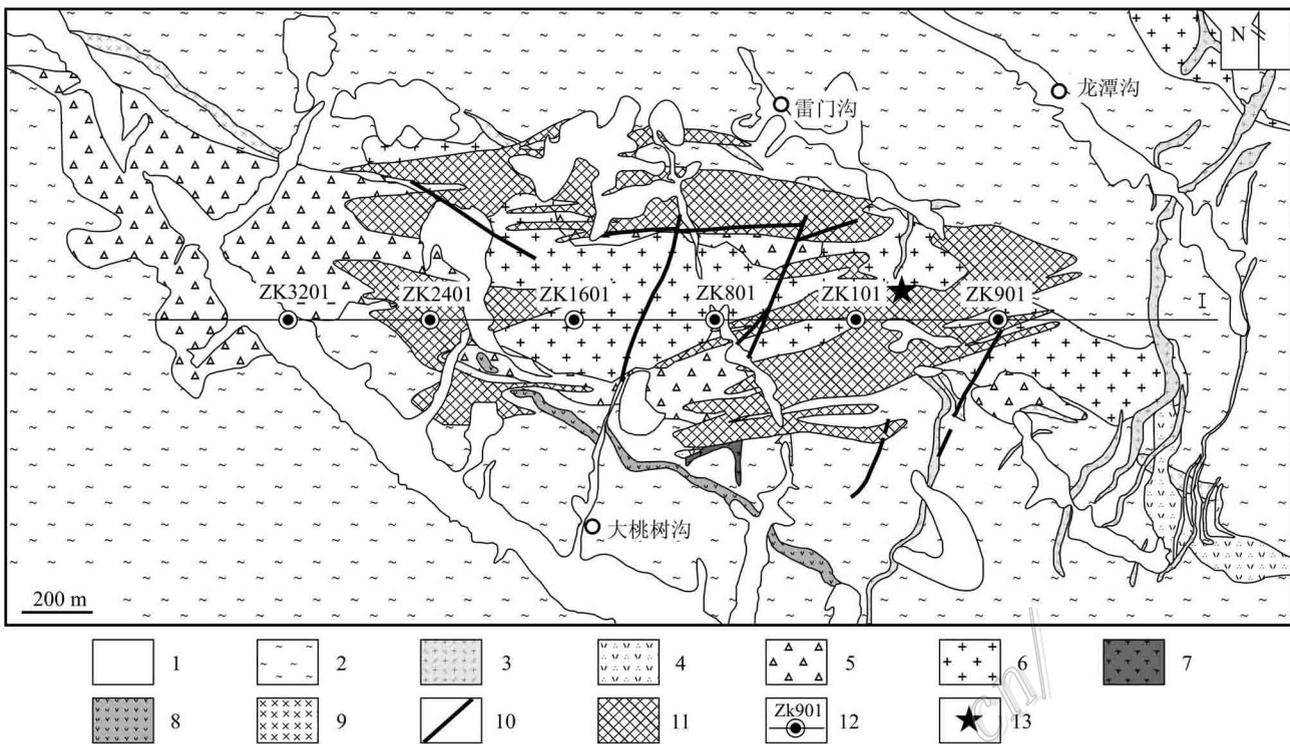


图 2 雷门沟钼矿床地质简图(据陈小丹等, 2011)

1—第四系沉积物；2—新太古界华群片麻岩；3—中生代二长花岗斑岩；4—中生代石英斑岩；5—隐爆角砾岩；6—中生代花岗斑岩；7—中生代正长斑岩；8—元古代英安斑岩；9—元古代辉长辉绿岩；10—断层；11—钼矿体；12—勘探线及钻孔编号；13—采样位置

Fig. 2 Geological sketch map of the Leimengou Mo deposit (after Chen et al., 2011)

1—Quaternary sediments; 2—Neoproterozoic gneiss of Taihua Group; 3—Mesozoic monzonitic granite porphyry; 4—Mesozoic quartz porphyry; 5—Cryptoexplosive breccia; 6—Mesozoic granite porphyry; 7—Mesozoic syenite porphyry; 8—Proterozoic dacite porphyry; 9—Proterozoic gabbro-diorite; 10—Fault; 11—Molybdenum orebody; 12—Exploration line, drill hole and its serial number; 13—Sampling location

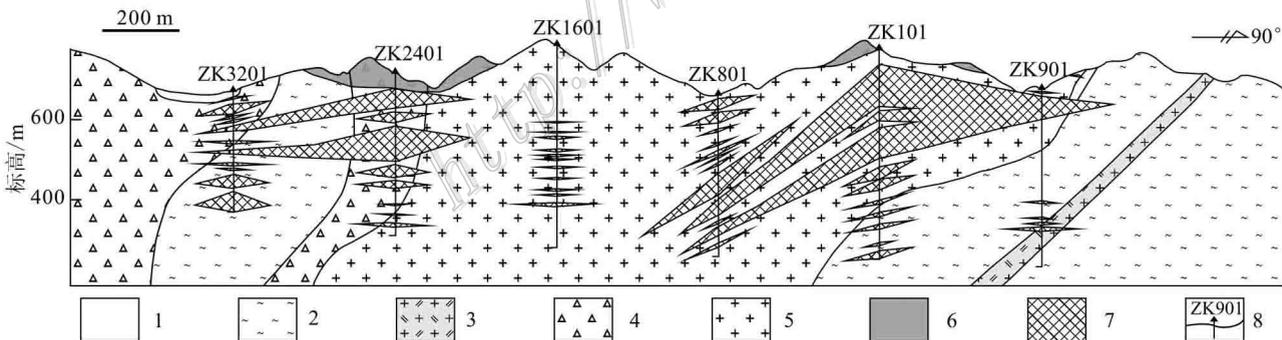


图 3 雷门沟钼矿床第 1 勘探线剖面图(据陈小丹等, 2011)

1—第四系沉积物；2—新太古界太华群片麻岩；3—中生代二长花岗斑岩；4—隐爆角砾岩；5—中生代花岗斑岩；6—氧化钼矿体；7—工业钼矿体；8—钻孔及编号

Fig. 3 Geological section along No. 1 exploration line of the Leimengou Mo deposit (after Chen et al., 2011)

1—Quaternary sediments; 2—Neoproterozoic gneiss of Taihua Group; 3—Mesozoic monzonitic granite porphyry; 4—Cryptoexplosive breccia; 5—Mesozoic granite porphyry; 6—Oxidized molybdenum orebody; 7—Molybdenum orebody; 8—Drill hole and its serial number

同蚀变多叠加出现, 强弱不等。钾长石化主要分布在内接触带的花岗斑岩体中, 面型钾长石化广泛发

育; 硅化主要发育在接触带靠近岩体内侧, 绢云母化蚀变常常叠加于钾长石化和硅化蚀变之上。

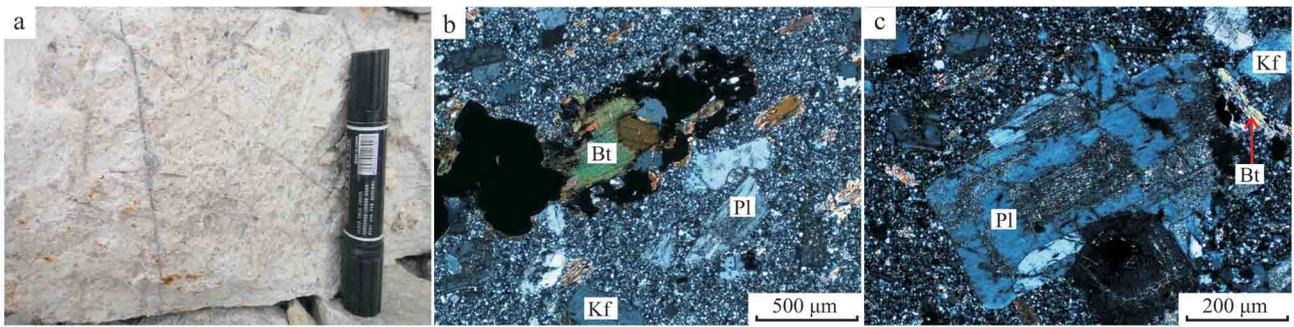


图4 雷门沟花岗斑岩手标本及显微照片

a. 辉钼矿化花岗斑岩; b. 黑云母镜下特征; c. 斑晶斜长石镜下特征

Kf—钾长石; Pl—斜长石; Bt—黑云母

Fig. 4 Hand specimens and photomicrographs showing petrology of the Leimengou granite porphyry

a. Slightly molybdenitized granite porphyry; b. Biotite; c. Plagioclase phenocryst

Kf—feldspar; Pl—Plagioclase; Bt—Biotite

## 2.2 岩体地质

雷门沟花岗斑岩体呈小岩株状产出,在平面上呈近东西向的纺锤形(图2)。该岩体东起雷门沟三角点,经雷门沟、井泉沟、桃树沟至碾盘沟,地表部分东西长达2210 m,南北宽约200~450 m,出露面积约0.77 km<sup>2</sup>。在剖面上岩体呈向内陡倾斜并向西侧伏的漏斗状(图3),与岩体有直接成因联系的隐爆角砾岩断续出露在岩体边部。该岩体呈起伏状或不规则港湾状与围岩侵入接触,接触界线清晰。接触带可见强弱不等的蚀变及矿化,主要有硅化、钾长石化、绢云母化和黄铁矿化、辉钼矿化。岩体浅部的花岗斑岩呈浅肉红色,块状构造,斑状结构(图4a)。岩石矿物成分主要为钾长石(40%~50%)、石英(35%~40%)和斜长石(15%~25%),暗色矿物主要为黑云母(5%),主要作为基质,偶见黑云母斑晶(图4b),副矿物有磁铁矿、钛铁矿、金红石、锆石等。其中,斑晶约占10%~15%,主要为钾长石、石英、斜长石和少量黑云母(图4b)。钾长石斑晶呈半自形-他形板状,粒度多在1~4 mm,最大可达6 mm,石英斑晶多呈他形粒状,粒度为2~5 mm,具波状消光。斜长石斑晶粒度变化较大,多数在2~6 mm,表面多发生绢云母化(图4c)。基质主要为石英、钾长石和少量的黑云母,由于岩石多发生较强烈的钾长石化、硅化蚀变,使其呈微粒花岗变晶结构。岩体向深部,岩性逐渐过渡为二长花岗斑岩,岩石呈灰白色,块状构造、斑状结构,斑晶含量增加至25%~35%,主要为钾长石(10%~25%)和斜长石(10%~20%),斑晶多呈半自形-自形板状,基质为细粒-微细粒结构。

## 3 样品采集与分析方法

用于锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析的样品(编号 LMG-B15)为弱矿化的花岗斑岩(图4a),采样位置见图2。岩石中发育钾长石细脉和矿化石英细脉,钾长石和斜长石斑晶表面发生弱绢云母化。5件无矿化、无明显蚀变的花岗斑岩样品均来自雷门沟矿区露天采坑,分别采自雷门沟岩体的不同位置,用于元素地球化学分析和 Sr、Nd 同位素测试。

主量元素、微量元素分析测试工作在国家地质实验测试中心完成,主量元素采用 X 射线荧光光谱法(XRF)完成(FeO 用化学法测定),精度优于 1%,微量元素采用电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)进行分析,精度优于 5%,含量极少( $<10^{-8}$ )的元素分析精度优于 10%。

锆石分选工作在河北省地质测绘院岩矿实验测试中心完成。锆石阴极发光(CL)照相在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心完成。锆石 U-Pb 同位素及 Hf 同位素分析均在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成。锆石定年分析所用仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。激光剥蚀斑束直径为 25 μm,频率为 10 Hz,能力密度约为 2.5 J/cm<sup>2</sup>,以 He-Ar 混合气体为载气。LA-(MC)-ICP-MS 激光剥蚀采用单点剥蚀的方式,数据分析前用锆石 GJ1 进行调试仪器,试着达到最优状态,锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ1

为外标,  $w(\text{U})$ 、 $w(\text{Th})$ 以锆石 M127 ( $w(\text{U})$ 为  $923 \times 10^{-6}$ ;  $w(\text{Th})$ 为  $439 \times 10^{-6}$ ; Th/U 比值为 0.475, Nasdala et al., 2008)为外标进行校正。数据处理采用 ICPMS Data Cal 程序(Liu et al., 2010), 锆石年龄谱和图用 Isoplot 3.0 程序获得。详细的测试过程见侯可军等(2009)。锆石 Lu-Hf 同位素测试也在 Neptune 多接收等离子质谱和 Newwave UP213 紫外激光剥蚀系统(LA-(MC)-ICP-MS)中进行, 实验过程中采用 He 作为剥蚀物质载气, 剥蚀直径为  $55 \mu\text{m}$ , 激光剥蚀时间为 27 s。测试时采用锆石国际标样 GJ1 作为参考物质, 分析点与 U-Pb 定年分析点为同一位置。相关仪器运行条件及详细分析流程见侯可军等(2007)。分析过程中锆石标准 GJ1 的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  测试加权平均值为  $(0.282\ 015 \pm 0.000\ 028)(2\sigma, n = 10)$ , 与文献报道值(侯可军等, 2007; Elhlou et al., 2006)在误差范围内一致。

Sr、Nd 同位素分析测试工作在中国科学技术大学放射性成因同位素地球化学实验室完成。采用阳离子交换树脂(BioRad AG50 $\times$ 8)分离纯化 Rb、Sr 和稀土元素(REE), 采用 HDEHP 萃淋树脂分离纯化 Sm 和 Nd。Rb、Sr、Sm、Nd 同位素比值测定在 Finnigan MAT-262 的热电离质谱仪(TIMMS)上用静态多接收方式进行。详细实验过程可参考(Chen et al., 2002)。

## 4 分析结果

### 4.1 锆石 LA-(MC)-ICP-MS 定年

雷门沟花岗斑岩中挑选出的锆石多呈无色透

明, 部分略带浅黄色, 晶体多为半自形-自形的短柱状至长柱状, 少数为浑圆状。锆石粒径一般长  $60 \sim 150 \mu\text{m}$ , 长宽比一般为  $2:1 \sim 3:1$ 。锆石颗粒晶面完整, 平直光滑。阴极发光(CL)图像(图 5)显示, 锆石具有典型的岩浆震荡韵律环带, 反映了岩浆成因锆石的结构特点。花岗斑岩中的锆石  $w(\text{Th})$ 、 $w(\text{U})$  分别变化于  $103 \times 10^{-6} \sim 1946 \times 10^{-6}$  和  $81 \times 10^{-6} \sim 2186 \times 10^{-6}$ , Th/U 比值为  $0.44 \sim 2.16$ , 全部大于 0.40(表 1), 平均值 0.96。上述特征表明, 雷门沟花岗斑岩的锆石为岩浆成因锆石。雷门沟花岗斑岩样品(LMG-B15)中, 25 个测点的分析结果均落在谐和线上及其附近(图 6),  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $(131.0 \pm 0.6) \text{Ma}$ (MSWD=1.6), 代表了雷门沟花岗斑岩的结晶年龄。

### 4.2 元素地球化学特征

#### 4.2.1 主量元素特征

雷门沟花岗斑岩的主量元素分析结果见表 2。从表中可以看出, 本文研究样品的  $w(\text{SiO}_2)$  为  $68.55\% \sim 69.80\%$ ,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  较高, 为  $14.12\% \sim 15.13\%$ 。 $w(\text{FeO}^T)$ 、 $w(\text{CaO})$  和  $w(\text{MgO})$  较低, 分别为  $1.83\% \sim 3.17\%$ 、 $0.67\% \sim 1.12\%$  和  $0.27\% \sim 0.31\%$ 。 $w(\text{K}_2\text{O})$  较高, 为  $4.50\% \sim 5.68\%$ , 全碱( $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ )在  $8.12\% \sim 9.07\%$  之间,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为  $1.17 \sim 1.68$ , 里特曼指数  $\sigma$  值为  $2.57 \sim 3.13$ , 为狭义的钙碱性岩, 在  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  图解(图 7a)中属于高钾钙碱性系列。岩石的铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为  $1.11 \sim 1.17$ , 属于过铝质类型(图 7b)。岩石

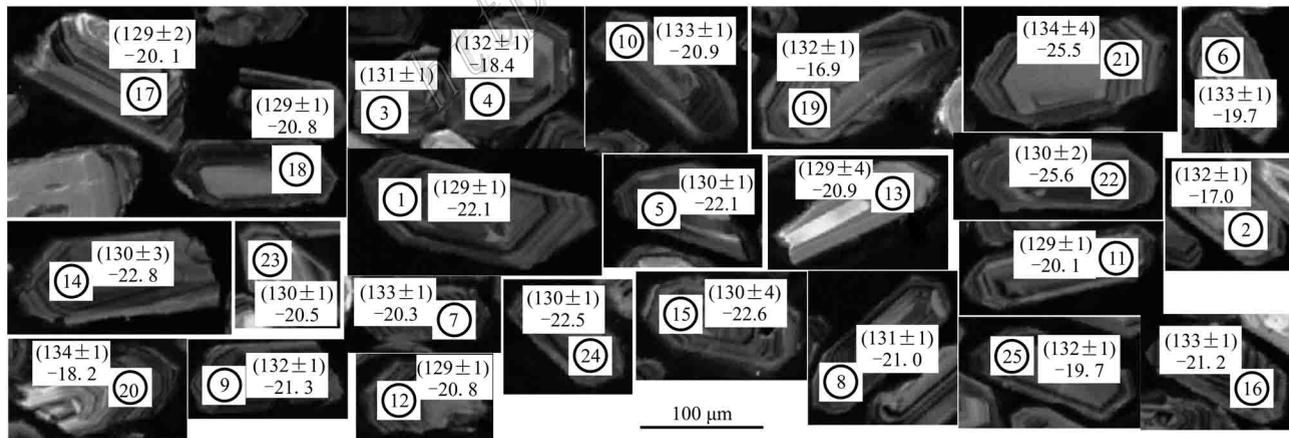


图 5 雷门沟花岗斑岩锆石阴极发光图像及测点位置、U-Pb 年龄和  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值

Fig. 5 Zircon cathodoluminescence (CL) images of the Leimengou granite porphyry with analytical numbers, U-Pb ages and  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$

表1 雷门沟花岗斑岩 LA-(MC)-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定结果

Table 1 LA-(MC)-ICP-MS zircon U-Pb data of the Leimengou granite porphyry

样品点	$w(B)/10^{-6}$				同位素比值			年龄/Ma(1 $\sigma$ )		
	Pb	Th	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
1	375	615	1161	0.55	0.0487 ± 0.0005	0.1363 ± 0.0017	0.0203 ± 0.0001	132 ± 31	130 ± 1	129 ± 1
2	502	807	561	1.44	0.0494 ± 0.0008	0.1408 ± 0.0023	0.0207 ± 0.0002	169 ± 40	134 ± 2	132 ± 1
3	455	769	1158	0.67	0.0493 ± 0.0006	0.1393 ± 0.0020	0.0205 ± 0.0002	161 ± 31	132 ± 2	131 ± 1
4	456	881	1180	0.75	0.0488 ± 0.0006	0.1395 ± 0.0020	0.0207 ± 0.0001	139 ± 30	133 ± 2	132 ± 1
5	356	600	1083	0.55	0.0500 ± 0.0007	0.1404 ± 0.0021	0.0204 ± 0.0001	195 ± 36	133 ± 2	130 ± 1
6	1042	1921	1925	1.00	0.0511 ± 0.0008	0.1463 ± 0.0023	0.0208 ± 0.0001	256 ± 35	139 ± 2	133 ± 1
7	708	1213	1572	0.77	0.0488 ± 0.0005	0.1399 ± 0.0018	0.0208 ± 0.0002	200 ± 26	133 ± 2	133 ± 1
8	540	926	1093	0.85	0.0487 ± 0.0007	0.1380 ± 0.0022	0.0206 ± 0.0002	200 ± 35	131 ± 2	131 ± 1
9	921	1631	1760	0.93	0.0489 ± 0.0010	0.1395 ± 0.0033	0.0206 ± 0.0002	143 ± 48	133 ± 3	132 ± 1
10	553	722	1307	0.55	0.0497 ± 0.0006	0.1423 ± 0.0021	0.0208 ± 0.0002	189 ± 31	135 ± 2	133 ± 1
11	504	1020	1431	0.71	0.0487 ± 0.0007	0.1359 ± 0.0021	0.0203 ± 0.0002	200 ± 33	129 ± 2	129 ± 1
12	658	976	1493	0.65	0.0492 ± 0.0007	0.1372 ± 0.0022	0.0202 ± 0.0001	167 ± 35	131 ± 2	129 ± 1
13	315	333	230	1.45	0.0496 ± 0.0019	0.1381 ± 0.0062	0.0202 ± 0.0006	176 ± 91	131 ± 6	129 ± 4
14	317	624	681	0.92	0.0510 ± 0.0007	0.1436 ± 0.0039	0.0204 ± 0.0005	243 ± 30	136 ± 3	130 ± 3
15	103	241	172	1.40	0.0510 ± 0.0015	0.1441 ± 0.0067	0.0204 ± 0.0006	239 ± 69	137 ± 6	130 ± 4
16	1242	1946	2186	0.89	0.0489 ± 0.0009	0.1406 ± 0.0028	0.0208 ± 0.0001	143 ± 43	134 ± 2	133 ± 1
17	154	284	132	2.16	0.0515 ± 0.0024	0.1424 ± 0.0055	0.0203 ± 0.0004	265 ± 107	135 ± 5	129 ± 2
18	453	925	1078	0.86	0.0494 ± 0.0029	0.1381 ± 0.0073	0.0203 ± 0.0005	165 ± 131	131 ± 6	130 ± 3
19	179	277	627	0.44	0.0505 ± 0.0007	0.1434 ± 0.0022	0.0207 ± 0.0002	220 ± 33	136 ± 2	132 ± 1
20	474	631	562	1.12	0.0488 ± 0.0007	0.1405 ± 0.0024	0.0209 ± 0.0002	139 ± 33	133 ± 2	134 ± 1
21	193	103	81	1.28	0.0509 ± 0.0029	0.1476 ± 0.0088	0.0211 ± 0.0006	235 ± 133	140 ± 8	134 ± 4
22	360	289	167	1.73	0.0500 ± 0.0013	0.1386 ± 0.0038	0.0203 ± 0.0003	195 ± 61	132 ± 3	130 ± 2
23	591	403	356	1.13	0.0504 ± 0.0008	0.1412 ± 0.0023	0.0203 ± 0.0002	213 ± 31	134 ± 2	130 ± 1
24	898	719	1456	0.49	0.0492 ± 0.0005	0.1386 ± 0.0018	0.0204 ± 0.0002	167 ± 6	132 ± 2	130 ± 1
25	2730	1774	2150	0.83	0.0498 ± 0.0005	0.1423 ± 0.0020	0.0207 ± 0.0002	187 ± 26	135 ± 2	132 ± 1

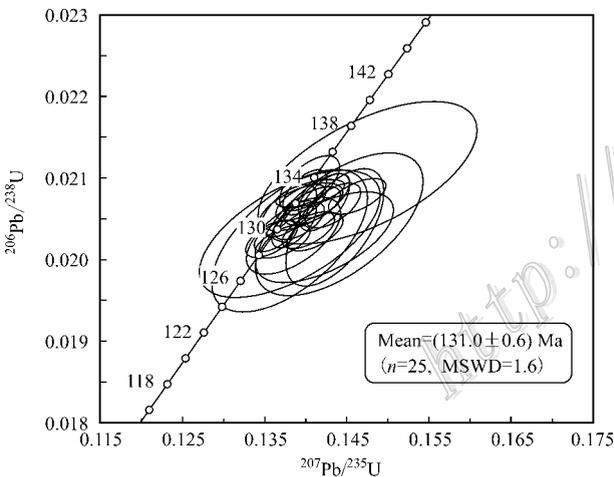


图6 雷门沟花岗斑岩锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 6 Zircon U-Pb concordia diagram for the Leimengou granite porphyry

的分异指数(DI)为 87.8~91.1, 指示岩浆的分异程度高。由此可见, 雷门沟花岗斑岩具有高钾、富碱、低铁、贫钙镁、铝过饱和的特征。东秦岭钼矿带内与钼矿化相关的花岗斑岩的  $w(\text{SiO}_2)$  一般大于 70% (张正伟等, 2001b), A/CNK 比值大多数集中在 0.9~1.0, 为准铝质(王晓霞等, 2011)。与这些同期的

表2 雷门沟花岗斑岩主量元素组成及相关参数

Table 2 Major elements of the Leimengou granite porphyry

组分	$w(B)/\%$				
	B16/LMG	B17/LMG	B18/LMG	B19/LMG	B20/LMG
SiO <sub>2</sub>	69.61	69.80	68.68	68.55	69.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.79	14.84	14.12	14.48	15.13
CaO	0.96	0.97	1.12	1.12	0.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.81	1.86	2.90	2.86	0.86
FeO	0.31	0.31	0.56	0.18	1.06
K <sub>2</sub> O	4.50	4.53	4.77	4.51	5.68
MgO	0.30	0.31	0.31	0.27	0.30
MnO	0.02	0.02	0.04	0	0
Na <sub>2</sub> O	3.84	3.84	3.35	3.64	3.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.25	0.25	0.27	0.26
LOI	1.73	1.72	2.46	2.46	1.99
总和	98.22	98.55	98.65	98.43	98.73
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	8.34	8.37	8.12	8.15	9.07
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.17	1.18	1.42	1.24	1.68
FeO <sup>T</sup>	1.94	1.98	3.17	2.75	1.83
A/CNK	1.14	1.14	1.11	1.12	1.17
$\sigma$	2.61	2.61	2.57	2.60	3.13
DI	89.90	89.80	87.80	88.80	91.10
AR	3.25	3.25	3.28	3.19	3.70

注: 比值单位为 1。

小斑岩体相比,雷门沟花岗斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 稍偏低,而 A/CNK 比值偏高,为过铝质。华北陆块南缘晚中生代的花岗岩基均为准铝质,少数小岩体为过铝质,除雷门沟花岗斑岩外,还包括金堆城和八里坡花岗斑岩(王晓霞等,2011),这些过铝质花岗斑岩在岩石类型与成因上与准铝质花岗岩并无区别。

#### 4.2.2 微量元素特征

表 3 列出了所采岩石样品的稀土元素、微量元素数据。雷门沟花岗斑岩的稀土元素总量中等,为  $129 \times 10^{-6} \sim 169 \times 10^{-6}$ , 低于上地壳平均值( $210.3 \times 10^{-6}$ ), 与区域上同期的小斑岩体相当, 稍低于附近的花山花岗岩基(图 8a)。轻、重稀土元素比值(LREE/HREE)为 17.5~23.7, 表现出轻稀土元素富集而重稀土元素亏损的特征。 $\delta\text{Eu}$  为 0.63~0.72, 属于中等的铕亏损型; 无明显的 Ce 异常,  $\delta\text{Ce}$  为 0.92~1.05。稀土元素配分形式与花山岩体非常相似, 呈现出右倾特征, 显示出较强的分馏程度。微量元素含量上, 大离子亲石元素 K、Rb、Ba、Sr、Pb 等富集; 高场强元素 Nb、Ta、Ti、P 和重稀土元素明显亏损, 而 Zr、Hf 相对无明显亏损(图 8b)。雷门沟花岗斑岩的微量元素标准化曲线的变化与邻近的花山岩体几乎一致。

#### 4.3 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学

雷门沟花岗斑岩 Sr、Nd 同位素分析结果见表 4。 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比值小于 3, 没有出现( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 异常低(小于 0.700)的情况, Rb/Sr(0.22~0.27)较低, 表明所测结果有地质意义。以雷门沟花岗斑岩结晶年龄  $t = 131 \text{ Ma}$  计算, 获得较高的全岩 Sr 初始比值( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub>, 为 0.709 319~0.709 326,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  较低, 为 -16.26~-16.16。

在锆石 U-Pb 测年的基础上, 对雷门沟花岗斑岩中的锆石又进行了 Hf 同位素分析(除 3 号测点外), 分析结果见表 5。除个别分析点外(测点 6、21 和 23), 大部分锆石的  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值小于 0.002, 说明锆石在形成后具有很少的放射性成因 Hf 的积累, 因此可利用锆石的  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值探讨岩体形成时体系的 Hf 同位素组成(Patchett et al., 1981; Knudsen et al., 2001; Kinny et al., 2003; 吴福元等, 2007a)。表中还给出了亏损地幔模式年龄和二阶段模式年龄, 由于所有锆石的  $f_{\text{Lu/Hf}}$  值介于 -0.98~-0.93 之间(平均值为 -0.95), 因此, 二阶段模式年龄能真实地反映其源区物质由地幔中分离出的时限(Amelin et al., 2000; Vervoort et al., 1996; 吴福元等, 2007a)。24 个测点的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值变化于

表 3 雷门沟花岗斑岩微量元素组成及相关参数

Table 3 Trace elements of the Leimengou granite porphyry

组分	$w(\text{B})/10^{-6}$				
	B16/LMG	B17/LMG	B18/LMG	B19/LMG	B20/LMG
La	35.10	36.00	39.40	30.50	34.30
Ce	62.00	64.30	75.60	61.30	61.20
Pr	6.81	7.12	8.58	5.89	5.37
Nd	24.40	25.90	29.80	21.10	18.20
Sm	5.33	5.48	6.31	4.38	3.94
Eu	0.97	0.99	1.04	0.80	0.64
Gd	2.58	2.43	2.85	2.57	1.92
Tb	0.33	0.32	0.38	0.29	0.23
Dy	1.94	1.81	2.10	1.52	1.20
Ho	0.37	0.34	0.39	0.27	0.23
Er	1.02	1.01	1.05	0.82	0.69
Tm	0.18	0.16	0.16	0.12	0.10
Yb	1.08	1.01	0.98	0.82	0.72
Lu	0.19	0.18	0.17	0.13	0.12
Y	11.30	10.60	12.40	8.46	7.01
$\Sigma\text{REE}$	142.00	147.00	169.00	131.00	129.00
LREE/HREE	17.50	19.30	19.90	19.00	23.70
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	23.30	25.60	28.80	26.70	34.20
$\delta\text{Eu}$	0.71	0.72	0.65	0.67	0.63
$\delta\text{Ce}$	0.92	0.93	0.96	1.05	0.99
Sc	2.12	2.37	2.09	1.31	1.74
V	14.10	14.40	13.40	12.20	23.20
Cr	7.61	10.10	6.92	4.48	1.59
Co	8.50	8.41	13.60	9.82	5.50
Ni	4.09	4.85	5.48	5.49	4.09
Cu	57.50	62.90	71.20	62.70	37.80
Zn	70.10	75.50	124.00	41.40	84.80
Ga	19.10	19.30	18.30	14.80	18.30
Rb	153.00	160.00	163.00	121.00	211.00
Sr	667.00	706.00	637.00	466.00	411.00
Zr	188.00	237.00	179.00	167.00	178.00
Nb	20.40	18.60	17.30	14.80	16.70
Mo	32.10	32.40	97.10	130.00	26.20
Cs	2.72	2.83	2.58	1.84	3.34
Ba	1857.00	1793.00	1766.00	1387.00	2191.00
Ta	0.94	0.94	0.81	0.73	0.84
Hf	5.91	6.78	5.35	4.86	5.03
Pb	49.60	59.40	89.40	27.00	50.00
Th	15.70	16.40	13.90	11.00	12.10
U	3.11	3.14	3.08	2.34	4.33

注: 比值单位为 1。

0.281 907~0.282 215, 由对应的测点年龄计算得到的 Hf 同位素初始比值( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ )<sub>i</sub> 为 0.281 903~0.282 212, Hf 同位素组成变化范围较宽,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值变化于 -27.9~-16.9, 主要集中于 -23~-20 之间(图 9a)。单阶段模式年龄  $t_{\text{DM1}} = 1471 \sim 1937 \text{ Ma}$ , 二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}} = 2259 \sim 2946 \text{ Ma}$ , 主要集中在 2400~2700 Ma 范围内(图 9b)。

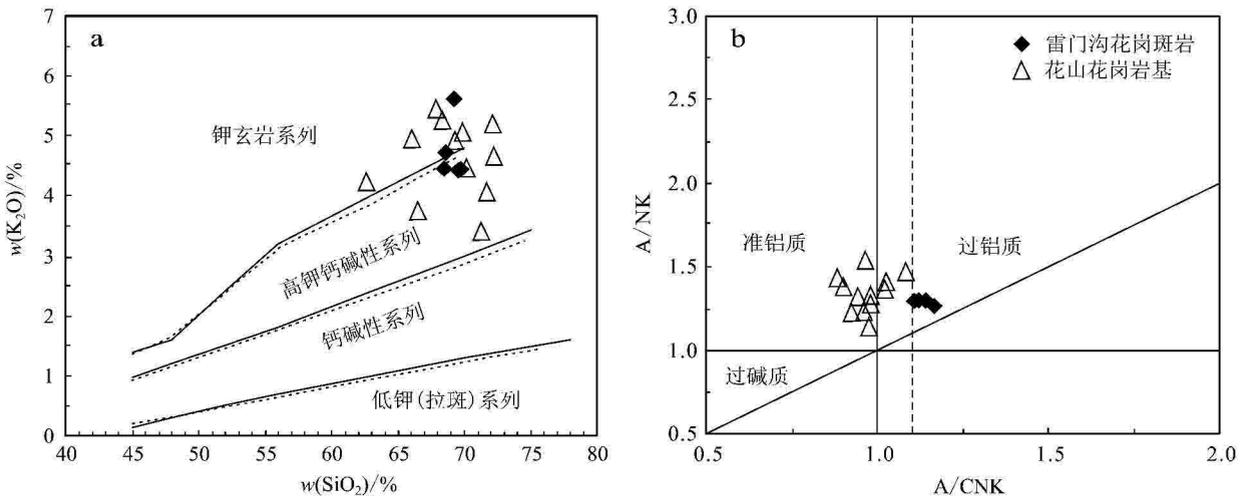


图7 雷门沟花岗斑岩及花山花岗岩基 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O(a)图解及 A/CNK-A/NK(b)图解(底图据 Rickwood, 1989; Peccerillo et al., 1976)  
花山花岗岩基资料引自聂政融等(2015)

Fig. 7 SiO<sub>2</sub> versus K<sub>2</sub>O(a) and A/CNK versus A/NK(b) diagrams of the Leimengou granite porphyry and the Huashan granitic batholith (base map after Rickwood, 1989; Peccerillo et al., 1976)  
Data of the Huashan granitic batholith after Nie et al., 2015

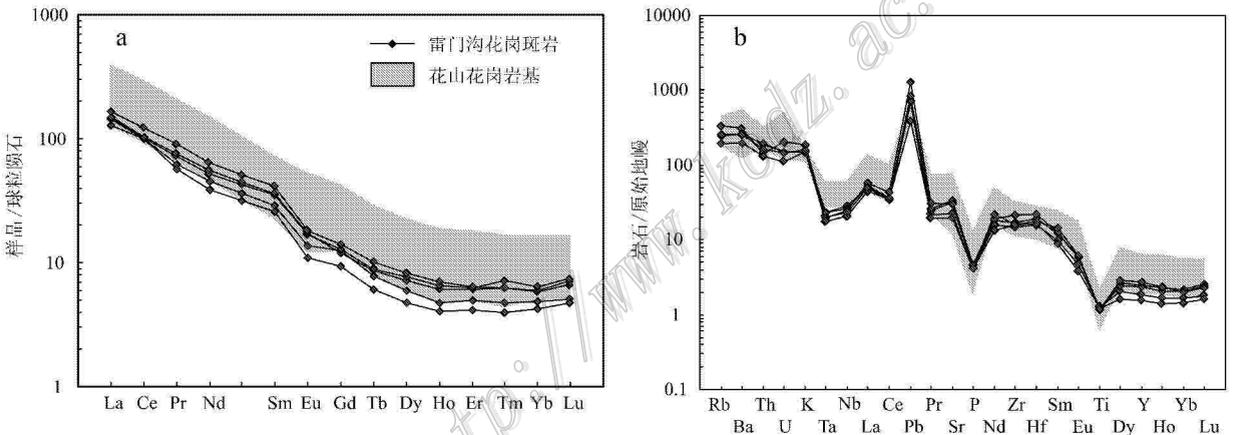


图8 雷门沟花岗斑岩稀土元素球粒陨石标准化图解(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(标准值据 Sun et al., 1989)  
Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle normalized trace element spider diagrams(b) for the Leimengou granite porphyry (normalization values after Sun et al., 1989)

表4 雷门沟花岗斑岩的 Sr、Nd 同位素分析结果

Table 4 Sr and Nd isotopic compositions of the Leimengou granite porphyry

样品号	w(B)/10 <sup>-6</sup>		<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2σ	<sup>(87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	
	Rb	Sr					
LMG-B18	146.2558936	540.1673742	0.7836079	0.710779	0.000012	0.709319246	
LMG-B19	132.6017237	597.5072108	0.6422570	0.710521	0.000009	0.709325640	
样品号	w(B)/10 <sup>-6</sup>		<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	2σ	<sup>(143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>i</sub>	ε <sub>Nd</sub> (t)
	Sm	Nd					
LMG-B18	4.560	28.57	0.0965	0.511719	0.000011	0.511636289	-16.2569
LMG-B19	3.905	23.84	0.0990	0.511726	0.000006	0.511641146	-16.1621

表 5 雷门沟花岗斑岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 5 Lu-Hf isotopic data of zircon from the Leimengou granite porphyry

样品点	$t/\text{Ma}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM1}}/\text{Ma}$	$t_{\text{DM2}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$
1	129	0.048062	0.001303	0.282071	0.000016	0.282067	-22.1	1676	2582	-0.96
2	132	0.051009	0.001551	0.282213	0.000021	0.282209	-17.0	1487	2266	-0.95
4	132	0.038977	0.000999	0.282172	0.000017	0.282170	-18.4	1521	2353	-0.97
5	130	0.039045	0.001196	0.282068	0.000013	0.282065	-22.1	1675	2586	-0.96
6	133	0.098780	0.002465	0.282140	0.000021	0.282134	-19.7	1629	2431	-0.93
7	133	0.046918	0.001406	0.282120	0.000015	0.282116	-20.3	1612	2472	-0.96
8	131	0.040308	0.001205	0.282100	0.000013	0.282097	-21.0	1631	2514	-0.96
9	132	0.067944	0.001831	0.282094	0.000018	0.282089	-21.3	1667	2531	-0.94
10	133	0.040465	0.001160	0.282103	0.000015	0.282100	-20.9	1625	2508	-0.97
11	129	0.024340	0.000729	0.282125	0.000012	0.282123	-20.1	1577	2459	-0.98
12	129	0.048880	0.001424	0.282107	0.000014	0.282104	-20.8	1631	2502	-0.96
13	129	0.082936	0.001962	0.282106	0.000017	0.282101	-20.9	1655	2506	-0.94
14	130	0.039695	0.001131	0.282051	0.000014	0.282048	-22.8	1696	2625	-0.97
15	130	0.073319	0.001848	0.282058	0.000021	0.282053	-22.6	1719	2612	-0.94
16	133	0.051327	0.001569	0.282094	0.000017	0.282090	-21.2	1655	2529	-0.95
17	129	0.081835	0.001944	0.281907	0.000021	0.281903	-27.9	1937	2946	-0.94
18	130	0.051211	0.001264	0.282095	0.000017	0.282092	-21.2	1640	2527	-0.96
19	132	0.049832	0.001216	0.282215	0.000019	0.282212	-16.9	1471	2259	-0.96
20	134	0.056259	0.001303	0.282178	0.000020	0.282175	-18.2	1525	2340	-0.96
21	134	0.083829	0.002012	0.281972	0.000025	0.281967	-25.5	1848	2800	-0.94
22	130	0.075529	0.001768	0.281973	0.000023	0.281969	-25.6	1835	2800	-0.95
23	130	0.096849	0.002130	0.282116	0.000021	0.282111	-20.5	1649	2484	-0.94
24	130	0.042376	0.001108	0.282057	0.000015	0.282054	-22.5	1687	2611	-0.97
25	132	0.061336	0.001599	0.282137	0.000017	0.282133	-19.7	1596	2434	-0.95

注： $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = \{ [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s \times (e^{\lambda t} - 1)] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1 \} \times 10000$ ； $t_{\text{DM1}} = 1/\lambda \times \ln \{ \{ t + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] \} / [ (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM},t} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM},1} ] \}$ ； $t_{\text{DM2}} = 1/\lambda \times \ln \{ \{ t + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM},t} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM},1}] / [ (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{C}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} ] \} + t$ ； $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s$  和  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s$  为样品测定值； $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282\ 772$ ， $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$ ， $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.283\ 25$ ， $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$ ； $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ， $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{C}} = 0.015$ ， $t$  = 锆石结晶年龄。

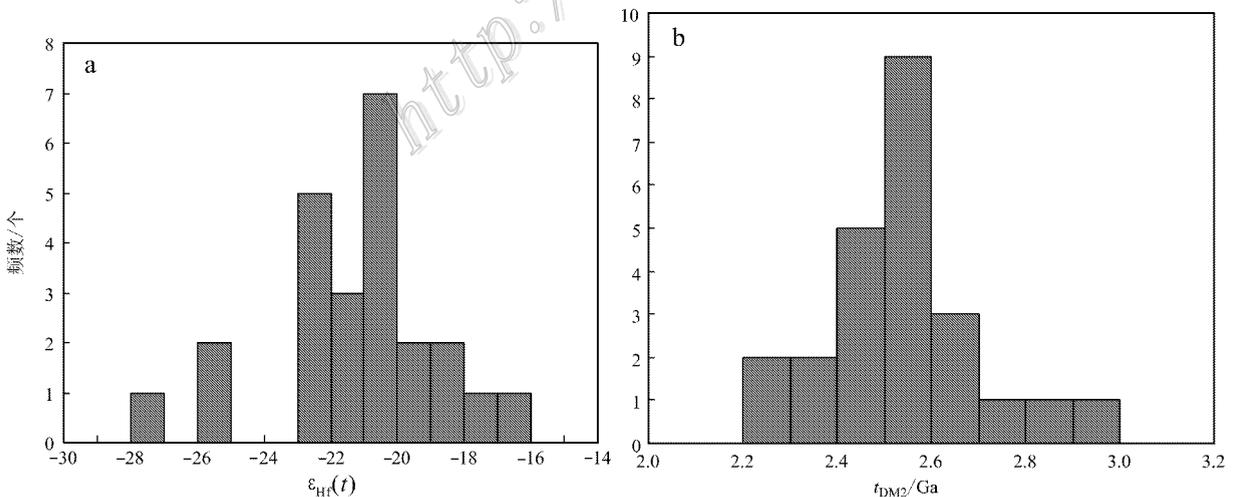


图 9 雷门沟花岗斑岩锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  统计直方图(a)和二阶段模式年龄( $t_{\text{DM2}}$ )统计直方图(b)

Fig. 9 Histogram of  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (a) and two stage mode ages ( $t_{\text{DM2}}$ ) (b) of zircons from the Leimengou granite porphyry

## 5 讨论

### 5.1 成岩年龄及意义

根据前人研究结果,雷门沟花岗斑岩的成岩年龄为 $(136.2 \pm 1.5)$  Ma,明显早于雷门沟钼矿的成矿年龄( $(131.6 \pm 2.0)$  Ma~ $(133.1 \pm 1.9)$  Ma,李永峰等,2006)。研究认为,花岗质岩浆作用从部分熔融到侵位并最终固结冷却的时间尺度小于0.1 Ma (Petford et al., 2000; Turner et al., 2007),成岩成矿作用在地质时间尺度上应该是同时的。本次研究测得雷门沟花岗斑岩的 LA-(MC)-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $(131.0 \pm 0.6)$  Ma,与成矿年龄是完全一致的,进一步证实了成岩成矿过程的同时性。

雷门沟岩体北西侧约6 km 出露花山花岗岩基,其周围有一系列小型花岗岩类岩株、岩脉以及与其有成因联系的隐爆角砾岩体。这些包括雷门沟花岗斑岩在内的岩株、岩脉曾被认为是花山岩基分异的产物(邵克忠等,1992)。此后,由于雷门沟花岗斑岩的成岩年龄( $(136.2 \pm 1.5)$  Ma,李永峰等,2006)明显早于花山花岗岩基的成岩年龄( $(131 \pm 1)$  Ma~ $(132 \pm 2)$  Ma, Mao et al., 2010),雷门沟含矿斑岩体被认为与花山岩基没有直接的成因联系(苏捷等,2009)。本次测试雷门沟花岗斑岩的年龄与花山花岗岩基的年龄几乎一致,2个岩体是同时或近同时形成的,因此,不能从成岩时间上否定二者之间的成因联系,相反,本次结果证实了二者之间的时空一致性。在东秦岭钼矿带内,含矿小斑岩体与邻近的花岗质大岩基之间普遍存在密切的时空联系,雷门沟含矿花岗斑岩与花山花岗岩基之间的时空一致性也符合这一普遍现象。除雷门沟花岗斑岩外,位于花山岩基西侧的沙坡岭钼矿床也被认为与花山岩基有密切联系,虽然该矿床目前没有发现与成矿有关的斑岩体,但其具有斑岩型矿化和蚀变特征,推测深部存在矿化斑岩体,刘军等(2011)和苏捷等(2009)测得沙坡岭钼矿床的辉钼矿 Re-Os 模式年龄为125.4~129.4 Ma,并认为该矿床的形成与花山岩基演化晚期形成的斑岩体有关。

### 5.2 花岗斑岩的成因及源区

王晓霞等(2011)将秦岭晚中生代花岗岩分为晚侏罗世—早白垩世(160~130 Ma)和早白垩世中晚期(120~100 Ma)两个阶段,雷门沟花岗斑岩的锆石

U-Pb 年龄为 $(131.0 \pm 0.6)$  Ma,应属于第一阶段的产物。在华北陆块南缘,第一阶段晚侏罗世—早白垩世(160~130 Ma)以 I 型花岗岩为主,伴有 I-A 过渡型花岗岩,绝大多数岩石的 A/CNK = 0.9~1.0,属于准铝质类型,极个别岩体为过铝质类型(王晓霞等,2011)。雷门沟花岗斑岩的铝饱和指数 A/CNK 为 1.12~1.17,属于过铝质类型,不同于同期华北陆块南缘的绝大多数花岗岩类。若根据 A/CNK = 1.1 为 I 型和 S 型的分界线,雷门沟花岗斑岩则属于 S 型花岗岩,但在矿物学方面,该岩体中暗色矿物以黑云母为主,不含白云母、石榴子石等富铝矿物,也不含 A 型花岗岩的特征矿物,即碱性暗色矿物。考虑到岩石有较高的分异指数(DI = 87.8~91.1),岩石类型的 I 型、S 型或是 A 型的鉴别将很困难(吴福元等,2007b),现引入 Barbarian(1990; 1996; 1999)对花岗岩的分类并讨论源区特征。

Barbarian(1990; 1996; 1999)根据花岗岩类的岩石特性、矿物组合、地球化学和同位素特征等,将花岗岩分为7种岩石类型,分别为含白云母过铝质花岗岩类(MPG)、含堇青石及富黑云母过铝质花岗岩类(CPG)、富钾及钾长石斑状钙碱性花岗岩类(KCG)、含角闪石钙碱性花岗岩类(ACG)、岛弧拉斑玄武质花岗岩类(ATG)、洋脊拉斑玄武质花岗岩类(RTG)和过碱性及碱性花岗岩类(PAG)。雷门沟花岗斑岩侵位于太古界太华群片麻岩中,野外露头未见包体,岩体主体无明显变形;在矿物组合上富含黑云母,未见原生白云母;岩石类型为花岗斑岩、二长花岗斑岩;在地球化学特征上,A/CNK 比值为 1.12~1.17,属于过铝质花岗岩,具有较高的分异指数 DI。这些特征表明,雷门沟花岗斑岩应属于 Barbarian 分类中的 CPG 类型。CPG 是通过热的幔源岩浆底侵或贯入而使岩石发生“干”的深熔作用,即部分熔融作用的热量主要由底侵或注入地壳中的幔源岩浆提供(肖庆辉等,2002)。现在普遍认为华北陆块南缘晚中生代花岗斑岩体及其相关钼矿床是在板内地球动力学条件下由基性岩浆的底侵作用形成的(卢欣祥等,2002;肖庆辉等,2002),显然这种底侵作用提供了足够热量使源区岩石发生了部分熔融而形成岩浆。至于部分熔融过程中是否有幔源物质的加入还需进一步证实。

雷门沟花岗斑岩属于过铝质高钾钙碱性系列;球粒陨石标准化稀土元素蛛网图(图8)表现为轻稀

土元素富集的右倾特征,轻、重稀土元素分异明显,具有中等的钕负异常( $\delta\text{Eu}=0.63\sim 0.67$ );岩石富集 K、Rb、Ba、Sr、Pb 等大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素。这些特征表明,雷门沟花岗斑岩具有明显的“地壳”印记,其物质来源应以壳源物质为主。但雷门沟花岗斑岩的 Th/U 比值为 2.8~5.2,平均 4.5,高于地壳平均值(2.8, Taylor et al., 1985); Zr/Hf 比值为 31.8~35.4,介于地壳平均值和地幔平均值之间,均反映了幔源物质的贡献,暗示有地幔物质参与了雷门沟花岗斑岩的成岩过程。

Sr-Nd 同位素结果表明,雷门沟花岗斑岩的初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值为 0.709 319~0.709 326,与花山岩体的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值(0.7078, 毕献武等, 1995)接近,高于地幔分熔体的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值(0.704 $\pm$ ),而局限于太华群的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值(0.706~0.713, 胡志宏等, 1993)变化范围之内,明显低于熊耳群的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值(0.7125~0.7141, 毕献武等, 1995)。雷门沟花岗斑岩具有较负的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值(-16.26~-16.16),同华北地块南缘其他晚中生代花岗岩的特征一致(王晓霞等, 2011; Wang et al., 2013),表明其源区贡献应以下地壳物质为主。雷门沟花岗斑岩的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值变化于 -27.9~-16.9,主要集中于 -23~-20 之间,在 Hf 同位素演化图解(图 10)中,所有样品点均介于上-下地壳之间,远离球粒陨石演化线,这也说明其源区物质是以古老的壳源物质为主,与全岩的 Sr-Nd 同位素结果吻合。24 个测点的二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}}=2259\sim 2946$  Ma,主要集中在

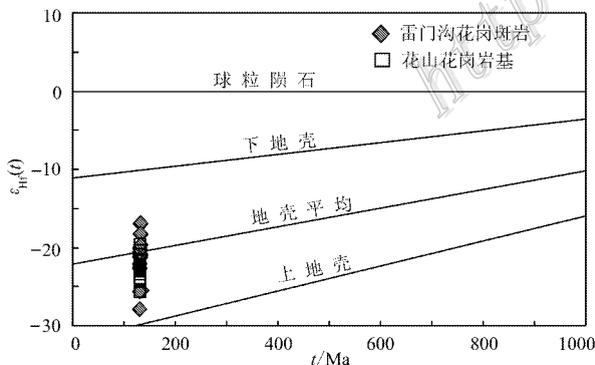


图 10 雷门沟花岗斑岩及花山花岗岩基的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$  (Ma) 图解(花山花岗岩资料据聂政融等, 2015)

Fig. 10 Diagram of  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$  (Ma) for the Leimengou granite porphyry and the Huashan granitic batholith (data of the Huanshan granitic batholith after Nie et al., 2015)

2400~2700 Ma,表明源区物质主要为新太古代的地壳成分。前人对华北陆块南缘的结晶基底太华群进行的锆石 U-Pb 和 Ar-Ar 年代学研究表明,太华群原岩的形成时间为 2.7 Ga 左右,在 2.2~2.3 Ga 发生变质(倪志耀等, 2003; Diwu et al., 2010)。可见,太华群很可能是雷门沟花岗斑岩的主要源区。但雷门沟花岗斑岩的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值具有较大的变化范围(变化幅度达到 11 个单位),并且 Hf 同位素二阶段模式年龄相比太华群岩石的形成年龄偏小,说明雷门沟花岗斑岩的源区物质成分并不均一,成岩过程中可能有更年轻的组分(地幔或新生地壳物质)加入。具有低  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值的锆石代表了早期未受年轻组分影响的基底地壳熔融形成的岩浆成分,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值相对偏高的锆石代表了受不同程度年轻组分混入后的岩浆成分(Andersen et al., 2007; 邱检生等, 2008)。而雷门沟花岗斑岩具有较均一的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值,这是由于全岩 Sm-Nd 体系的封闭温度高于锆石 Lu-Hf 同位素体系的封闭温度,Sm-Nd 体系主要记录了岩浆混合较均匀阶段的信息,Nd 同位素的二阶段模式年龄(2237~2244 Ma)与较高的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值对应的二阶段模式年龄接近,也说明了这一点。

斑岩型矿床的成矿物质与成矿流体的来源与成岩岩浆的来源具有很大程度的相似性,虽然上述雷门沟花岗斑岩的地球化学及同位素结果给出了以壳源为主的信息,但矿床中成矿物质及成矿流体的研究发现幔源成分的加入。李永峰等(2006)根据雷门沟钼矿中辉钼矿的  $\alpha(\text{Re})$  ( $11.5\times 10^{-6}\sim 16.2\times 10^{-6}$ ),认为矿床中成矿物质主要来源于下地壳,混有少量地幔组分。C、O 同位素表明,雷门沟矿床的成矿流体有深源成分的加入,蚀变钾长石的 Pb 同位素特征进一步表明有地幔成分加入了成矿流体(陈小丹, 2012)。雷门沟矿床中成矿物质和成矿流体均有幔源成分的加入,暗示了成矿斑岩体的源区混有幔源成分。这与王晓霞等(2011)总结的华北陆块南缘晚中生代花岗岩类的物质来源是一致的,他们认为这些花岗岩类源区物质很可能为太华群,但普遍有幔源组分的加入。考虑到基性岩浆底侵作用提供了地壳物质部分熔融的主要热源,这些幔源组分很可能来自于底侵的基性岩浆。

综上所述,笔者认为雷门沟花岗斑岩来源于古老的地壳物质(很可能为太华群)的部分熔融,且混有少量幔源成分,而燕山期中国东部基性岩浆的底

侵作用为地壳岩石的部分熔融提供了主要热源,幔源物质很可能来自底侵的基性岩浆。

### 5.3 与花山岩基的关系

一般认为,斑岩型矿床中由于斑岩岩浆自身溶解流体和成矿金属的局限性,难以提供大型-超大型矿床所需的成矿流体及成矿物质(侯增谦等,2003; Halter et al., 2005),而深部大岩浆房的分异作用可提供足够的物质来源(Lowenstern, 1994; Gustafson et al., 1999),因此成矿斑岩体常常被认为是大岩基的分枝或岩浆房分异演化晚期的产物。

雷门沟岩体与花山花岗岩基在地表相距约 6 km,虽然在野外露头上,未观察到二者之间的直接接触关系,但在岩石地球化学方面,二者具有非常相似的地球化学性质。花山岩基的  $w(\text{SiO}_2)$  为 66.65%~72.33% (聂政融等, 2015),雷门沟岩体的  $w(\text{SiO}_2)$  为 68.55%~69.30%,二者均属于高钾钙碱性系列(图 7a),具有富  $\text{K}_2\text{O}$ 、高  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、贫  $\text{MgO}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 $\text{CaO}$  的特征。稀土及微量元素组成上,二者具有非常相似的稀土元素配分形式,均表现为轻稀土元素富集的右倾型;微量元素标准化曲线的变化趋势几乎一致,均富集 LREE、K、Rb、Ba、Sr 等大离子亲石元素,亏损 HREE、Ta、Nb、P、Ti 等高场强元素。在 Harker 图解(图 11)中,花山岩基的  $\text{SiO}_2$  与  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  之间均呈现良好的负相关,反映花山岩基的形成过程中经历了明显的岩浆分异作用,尤其是含  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  和  $\text{MgO}$  等的暗色矿物有明显的分离; $\text{SiO}_2$  与  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  之间的相关性不明显,可能是由于 K、Na、Al、Fe 的活动性较强,受流体影响较大的原因。雷门沟花岗岩的 Harker 图解与花山岩基类似,不同的是, $\text{SiO}_2$  与  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  和  $\text{MgO}$  之间的相关性不明显,几乎没有含  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  和  $\text{MgO}$  等的暗色矿物分离;由于  $\text{P}_2\text{O}_5$  在偏铝质和轻度过铝质岩浆中达到饱和 ( $A/\text{CNK} < 1.1$ ),但溶于过铝质熔体(Wolf et al., 1994),因此,雷门沟花岗岩的  $\text{SiO}_2$  与  $\text{P}_2\text{O}_5$  之间线性关系与花山岩基不同。总体上雷门沟花岗岩的  $\text{SiO}_2$  与各氧化物之间的线性关系不明显,但总体趋势与花山岩基相似,各元素位置在图中基本重合,暗示二者具有相似的岩浆源区。

在同位素组成上,雷门沟花岗岩的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  为  $-27.9 \sim -16.9$  (集中于  $-23 \sim -20$  之间),Hf 同位

素二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}} = 2259 \sim 2946 \text{ Ma}$  (集中在  $2400 \sim 2700 \text{ Ma}$ );花山岩基的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为  $-25.8 \sim -19.6$ ,Hf 同位素二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}} = 2.43 \sim 2.81 \text{ Ga}$  (聂政融等, 2015),二者源区物质均以古老的壳源物质为主(图 10),可能为太华群。雷门沟花岗岩的源区物质混有幔源组分,花山岩基中发育少量的岩浆暗色包体(聂政融等, 2015),也表明有幔源成分参与成岩过程,但雷门沟花岗岩相对花山岩基有更宽泛的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  范围,尤其是部分测点的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值相对花山岩基偏高(图 10),暗示了雷门沟花岗岩混有更多的幔源物质。雷门沟花岗岩的初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值 ( $0.709\ 319 \sim 0.709\ 326$ ) 也与花山岩基相近。

以上这些地球化学证据显示,雷门沟花岗岩与花山岩基具有非常类似的源区,考虑到二者在时间和空间上的关系,可以合理地判断二者是同源的,那么雷门沟花岗岩可能为花山岩基的分枝,但也有可能是不同侵入期次的产物。笔者倾向于认为二者是不同侵入期次的产物:一方面,相似的地球化学特征表明它们是同源的,但不能说明二者之间的岩浆演化关系,并且雷门沟花岗岩的稀土元素总量低于花山花岗岩,并不符合岩浆的正常演化趋势;另一方面,花山岩基中暗色包体的存在表明岩浆混合进行的不彻底,而雷门沟花岗岩相对于花山岩基有更多的幔源物质混入,表明雷门沟花岗岩应是岩浆较彻底混合的产物,因此,雷门沟花岗岩的岩浆活动应稍晚于花山花岗岩。由于小斑岩体的岩浆体积远小于大岩基的岩浆体积,其侵位速率也远大于大体积岩浆,因此,雷门沟斑岩体的固结时间和花山岩基近于同时。当然,雷门沟花岗岩与花山岩基为不同侵入期次的产物这个结论仅是基于地球化学方面的推测,需要更全面的岩相学及成岩物理化学方面的证据支持。

## 6 结论

(1) 雷门沟钼矿区与成矿有关的花岗斑岩的 LA-(MC)-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $(131.0 \pm 0.6) \text{ Ma}$  (MSWD = 1.6),与矿床中辉钼矿 Re-Os 年龄一致,代表了该岩体的结晶年龄,该年龄与花山岩基的成岩年龄一致。

(2) 雷门沟花岗岩的初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值为

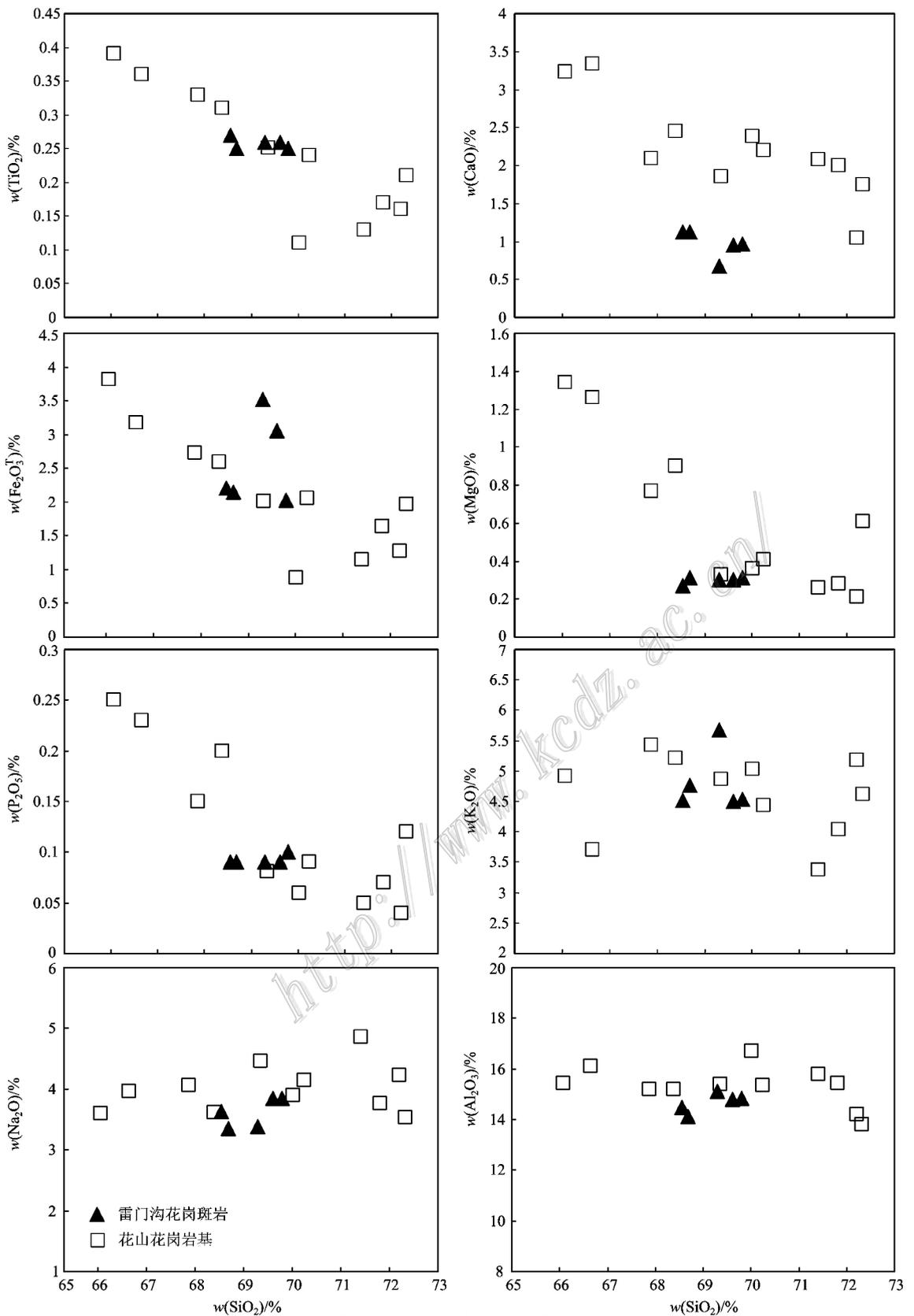


图 11 主量元素 Harker 图解  
花山花岗岩基资料据聂政融等, 2015  
Fig. 11 Major elements with SiO<sub>2</sub> Harker diagrams  
Data of the Huashan granitic batholith after Nie et al., 2015

0.709 319 ~ 0.709 326,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为  $-16.26 \sim -16.16$ , 锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值变化于  $-27.9 \sim -16.9$ , 二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  为 2259 ~ 2946 Ma, 显示其源区物质以古老壳源物质为主, 可能为太古宙太华群, 并混有少量幔源组分。该岩体可能是由底侵的基性幔源岩浆诱发的地壳物质部分熔融形成的, 幔源物质来自于底侵的基性岩浆。

(3) 雷门沟花岗斑岩与邻近的花山花岗岩基具有相同的地球化学特征和相似的同位素组成特征, 表明二者具有相同的源区, 推测二者应是岩浆不同侵入期次的产物。

**志 谢** 中国地质科学院矿产资源研究所侯可军、郭春丽等人在锆石年龄测试、Hf 同位素测试及数据分析过程中提供了重要指导和帮助, 中国科学技术大学放射性成因同位素地球化学实验室及国家地质实验测试中心分别在 Sr-Nd 同位素测试和地球化学分析中给予了大力帮助, 审稿专家对本文提出了宝贵的修改意见, 在此一并表示感谢!

## References

- Amelin Y, Lee D C and Halliday A N. 2000. Early-middle archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 4205-4225.
- Andersen T, Griffin W L and Sylvester A G. 2007. Sveconorwegian crustal underplating in southwestern Fennoscandia: LAM-ICPMS U-Pb and Lu-Hf isotope evidence from granites and gneisses in Telemark, southern Norway[J]. *Lithos*, 93(3-4): 273-287.
- Barbarian B. 1990. Granitoids: Main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting[J]. *Geology Journal*, 25: 227-238.
- Barbarian B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids[J]. *Geology*, 24: 295-298.
- Barbarian B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments[J]. *Lithos*, 46: 605-626.
- Bi X W and Luo T C. 1995. Geochemical characteristics and genesis of huashan granite mass[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 15(4): 433-441(in Chinese with English abstract).
- Chen X D, Ye H S, Mao J W, Wang H, Chu S T, Cheng G X and Liu Y W. 2011. Characteristics of ore-forming fluids of the Leimengou porphyry Mo deposit, western Henan Province, and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(10): 1629-1642(in Chinese with English abstract).
- Chen X D. 2012. Characteristics of ore-forming fluids and metallogenesis in the Leimengou porphyry molybdenum deposit, western Henan Province (dissertation for master degree)[D]. Supervisor: Mao J W. Beijing: China University of Geosciences in Beijing. 76p(in Chinese with English abstract).
- Chen X D, Ye H S and Wang H. 2012. Alteration characteristics of K-feldspar in Leimengou porphyry Mo deposit in western Henan Province and its insight into metallogenic process[J]. *Geoscience*, 26(3): 478-488(in Chinese with English abstract).
- Chen F, Siebel W, Satir M, Terzioglu M N and Saka K. 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 91: 469-481.
- Dai B Z, Jiang S Y and Wang X L. 2009. Petrogenesis of the granitic porphyry related to the giant molybdenum deposit in Donggou, Henan Province, China: Constraints from petrogeochemistry, zircon U-Pb chronology and Sr-Nd-Hf isotopes[J]. *Acta Geologica Sinica*, 25(11): 2889-2901(in Chinese with English abstract).
- Diwu C R, Sun Y, Lin C L and Wang H L. 2010. LA-(MC)-ICPMS U-Pb zircon geochronology and Lu-Hf isotope compositions of the Taihua complex on the southern margin of the North China Craton[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55: 2557-2571.
- Elhoul S, Belousova E, Griffin W L, Pearson N J and O'reilly S Y. 2006. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): A158.
- Fan H R, Xie Y H and Wang Y L. 1994. Petrological and Geochemical characteristics and genesis of the Huashan granitic batholith, western Henan[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 13(1): 19-32(in Chinese with English abstract).
- Feng Y Q, Qian Z Z, Zhang J J, Cui Z H, Jiang C and Meng D M. 2014. Metallogenic regularity of Yanshanian intermediate-acid small intrusions in East Qinling[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 36(1): 128-140(in Chinese with English abstract).
- Gustafson L B, Einaudi M T and Dilles J H. 1999. Porphyry Cu-Mo-Au deposits: Geologic understanding and discovery[J]. *Geological Society of America*, 31(7): 22.
- Halter W E, Heinrich C A and Pettke T. 2005. Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids: Evidence from silicate and sulfide melt inclusions[J]. *Mineralium Deposita*, 39: 845-863.
- Hou K J, Li Y H, Zou T R, Qu X M, Shi Y R and Xie G Q. 2007. Laser ablation-MC-ICP-MS technique for Hf isotope microanalysis of zircon and its geological applications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2595-2604. (in Chinese with English abstract).
- Hou K J, Li Y H and Tian Y R. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS[J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 481-492(in Chinese with English abstract).

- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, Qu X M and Meng X J. 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: Case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in northern Chile[J]. *Mineral Deposits*, 22(1): 1-12(in Chinese with English abstract).
- Hu S X, Zhao Y Y and Xu J F. 1997. *Geology of Gold Mine Mineralization in the North Block*[M]. Beijing: Science Press. 1-220 (in Chinese with English abstract).
- Hu Z H and Hu S X. 1993. Compression-subductions and twin Granite Belts[M]. Beijing: Geological Publishing House. 44-69 (in Chinese with English abstract).
- Huang F, Luo Z H, Lu X X and Gao F, Chen B H, Yang Z F, Pan Y and Li D D. 2009. Was Donggou porphyry Mo deposit derived from Taishanmia batholith[J]? *Mineral Deposits*, 28(5): 569-584 (in Chinese with English abstract).
- Kinny P D and Maas R. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon[J]. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53(1): 327-341.
- Knudsen T L, Griffin W L, Hartz E H, Andresen A and Jackson S. 2001. In-situ hafnium and lead isotope analyses of detrital zircons from the Devonian sedimentary basin of NE Greenland: A record of repeated crustal reworking[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 83-94.
- Li Y F, Mao J W, Liu D Y, Wang Y B, Wang Z L, Wang Y T, Li X F, Zhang Z H and Guo B J. 2006. SHRIMP zircon U-Pb and molybdenite Re-Os datings for the Leimengou porphyry molybdenum deposit, western Henan and its geological implication[J]. *Geological Review*, 52(1): 122-131(in Chinese with English abstract).
- Liu J, Wu G, Jia S M, Li Z Q, Sun Y Li, Zhong W and Zhu M T. 2011. Re-Os isotopic dating of molybdenites from the shapoling molybdenum deposit in western Henan Province and its geological significance[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 31(1): 56-62 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu G J and Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyse by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535-1546.
- Lowenstern J B. 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma[J]. *Geology*, 22: 893-896.
- Lu X X, Yu Z P, Feng Y L, Wang Y T, Ma W F and Gui H F. 2002. Mineralization and tectonic setting of the deep-hypabyssal granites in East Qinling Mountain[J]. *Mineral Deposits*, 21(2): 168-178(in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Xie G Q, Pirajno F, Ye H S, Wang Y B, Li Y F, Xiang J F and Zhao H J. 2010. Late Jurassic-Early Cretaceous granitoid magmatism in eastern Qinling, central-eastern China: SHRIMP zircon U-Pb ages and tectonic implications[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 57: 51-78.
- Mao J W, Pirajno F, Xiang J F, Gao J J, Ye H S, Li Y F and Guo B J. 2011. Mesozoic molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie orogenic belt: Characteristics and tectonic settings[J]. *Ore Geology Reviews*, 43: 264-293.
- Nasdala L, Hofmeister R W, Norberg N, Martinson J M, Corfu F, Dörr W, Kamo S L, Kennedy A K, Kronz A, Reiners P W, Frei D, Kosler J, Wan Y S, Götze J, Häge T, Köner A and Valley J W. 2008. Zircon M257: A homogeneous natural reference material for the ion microprobe U-Pb analysis of zircon[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32: 247-265.
- Ni Z Y, Wang R M, Tong Y, Yang C and Dai C M. 2003.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of zircon and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  of amphibole from plagioclase amphibolite in the Taihua Group, Luoning, Henan, China[J]. *Geological Review*, 19(4): 361-366(in Chinese with English abstract).
- Nie Z R, Wang X X, Ke C H, Yang Y and Lü X Q. 2015. Age, geochemistry and petrogenesis of Huashan granitoid pluton on the southern margin of the North China Block[J]. *Geological Bulletin of China*, 34(8): 1502-1516 (in Chinese with English abstract).
- Patchett P J, Kouvo O, Hedge C E and Tatsumoto M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotope[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 279-297.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Petford N, Cruden A R, McCaffrey K J W and Vigneresse J L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust[J]. *Nature*, 408: 669-673.
- Qiu J S, Xiao E, Hu J, Xu X S, Jiang S Y and Li. 2008. Petrogenesis of highly fractionated I-type granites in the coastal area of northeastern Fujian Province: Constraints from zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Nd-Hf isotope [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(11): 2468-2484(in Chinese with English abstract).
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 22(4): 247-263.
- Shao K Z and Wang B D. 1992. Au mineralization and metallogenic regularity in northwestern Songxian County, Henan Province[J]. *Henan Geology*, 10(3): 161-167 (in Chinese).
- Su J, Zhang B L, Sun D H, Cui M L, Qu W J and Du A D. 2009. Geological features and Re-Os isotopic dating of newly discovered Shapoling veinlet-disseminated Mo deposit in the eastern section of East Qinling Mountains and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(10): 1490-1496(in Chinese with English abstract).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[A]. In: Saunders A D. *Magmatism in ocean basins*[C].

- Geological Society Publication, 42: 313-345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution [M]. United States: Blackwell Scientific Publications. 1-312.
- Turner S and Costa F. 2007. Measuring timescales of magmatic evolution [J]. *Elements*, 3: 267-272.
- Vervoort J D, Patchett P J, Gehrels G E and Nutman A P. 1996. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes [J]. *Nature*, 379: 624-627.
- Wang X X, Wang T, Qi Q J and Li S. 2011. Temporal-spatial variations, origin and their tectonic significance of the Late Mesozoic granites in the Qinling, Central China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(6): 1573-1593 (in Chinese with English abstract).
- Wang X X, Wang T and Zhang C L. 2013. Neoproterozoic, Paleozoic, and Mesozoic granitoid magmatism in the Qinling Orogen, China: Constraints on orogenic process [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 72: 129-151.
- Wolf M B and London D. 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranite melts: An experimental study of solubilities and mechanisms [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 4127-4145.
- Wu F Y, Li X H, Zheng Y F and Gao S. 2007a. Lu-Hf isotopics systematics and their application in petrology [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185-220 (in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Li X H, Yang J H, Gao S and Zheng Y F. 2007b. Discussions on the petrogenesis of granites [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217-1238 (in Chinese with English abstract).
- Xiao E, Hu J, Zhang Z Z, Dai B Z, Wang Y F and Li H Y. 2012. Petrogeochemistry, zircon U-Pb dating and Lu-Hf isotopic compositions of the Haoping and Jinshamiao granites from the Huashan complex batholith in eastern Qinling Orogen [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12): 4031-4046 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Q H, Deng J F, Ma D S, et al. 2002. The methods of investigation on granitoids [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-293 (in Chinese).
- Ye H S, Mao J W, Li Y F, Guo B J, Zhang C Q, Liu W J, Yan Q R and Liu G Y. 2006. SHRIMP zircon U-Pb and molybdenite Re-Os dating for the super large Donggou porphyry Mo deposit in East Qinling, China and its geological implication [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(7): 1078-1088 (in Chinese with English abstract).
- Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C and Xiao Q H. 2001. Qinling belt and continental dynamics [M]. Beijing: Science Press. 1-729 (in Chinese).
- Zhang Y H. 2006. Alteration and the forming dynamic process of the Qiyugou breccia gold deposit (dissertation for doctor degree) [D]. Supervisor: Zhang S H. Beijing: China University of Geosciences in Beijing. 109p (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z W and Deng J. 2001a. Geological setting of the eastern Qinling molybdenum ore belt and the features of the Mo-associated intrusions [A]. In: Chen Y J, Zhang J and Lai Y, eds. *Continental geodynamics and metallogenesis* [C]. Beijing: Seismological Press. 100-109 (in Chinese).
- Zhang Z W, Zhu B Q, Chang X Y, Qiang L Z and Wen M X. 2001b. Petrogenetic metallogenetic background and time space relationship of the East Qinling molybdenum ore belt, China [J]. *Geological Journal of China Universities*, 7(3): 307-315 (in Chinese with English abstract).
- Zhao H J, Mao J W, Ye H S, Hou K J and Liang H S. 2010. Chronology and petrogenesis of Shijiawan granite porphyry in Shannxi Province: Constrains from zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions [J]. *Mineral Deposits*, 29(1): 143-157 (in Chinese with English abstract).

### 附中文参考文献

- 毕献武, 骆庭川. 1995. 洛宁花山岩体地球化学特征及成因的探讨 [J]. *矿物学报*, 15(4): 433-441.
- 陈小丹, 叶会寿, 毛景文, 汪欢, 褚松涛, 程国祥, 刘彦伟. 2011. 豫西雷门沟斑岩钼矿床成矿流体特征及其地质意义 [J]. *地质学报*, 85(10): 1629-1642.
- 陈小丹, 叶会寿, 汪欢. 2012. 豫西雷门沟斑岩钼矿床钾长石化蚀变特征及其成矿意义 [J]. *现代地质*, 26(3): 478-488.
- 陈小丹. 2012. 豫西雷门沟斑岩钼矿床流体成矿作用研究 (硕士学位论文) [D]. 导师: 毛景文. 北京: 中国地质大学. 76页.
- 戴宝章, 蒋少涌, 王孝磊. 2009. 河南东沟钼矿花岗岩成因: 岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约 [J]. *岩石学报*, 25(11): 2889-2901.
- 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰. 1994. 豫西花山花岗岩基岩石学和地球化学特征及其成因 [J]. *岩石矿物学杂志*, 13(1): 19-32.
- 冯延清, 钱壮志, 张江江, 崔智昊, 姜超, 孟德明. 2014. 东秦岭燕山中酸性小岩体成矿规律 [J]. *地球科学与环境学报*, 36(1): 128-140.
- 侯可军, 李延河, 邹天人, 曲晓明, 石玉若, 谢桂青. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用 [J]. *岩石学报*, 23(10): 2595-2604.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术 [J]. *矿床地质*, 28(4): 481-492.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 曲晓明, 孟祥金. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例 [J]. *矿床地质*, 22(1): 1-12.
- 胡受奚, 赵懿英, 徐金方. 1997. 华北地台金矿成矿地质 [M]. 北京: 科学出版社. 1-220.
- 胡志宏, 胡受奚. 1993. 挤压-俯冲作用与李生花岗岩带 [M]. 北京: 地质出版社. 44-69.
- 黄凡, 罗照华, 卢欣祥, 高飞, 陈必河, 杨宗锋, 潘颖, 李德东. 2009. 东沟含钼斑岩由太山庙岩基派生 [J]? *矿床地质*, 28(5): 569-584.

- 沟含钼斑岩由太山庙岩基派生[J]? 矿床地质, 28(5): 569-584.
- 李永峰, 毛景文, 刘敦一, 王彦斌, 王志良, 王义天, 李晓峰, 张作衡, 郭保健. 2006. 豫西雷门沟斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 测年及其地质意义[J]. 地质论评, 52(1): 122-131.
- 刘军, 武广, 贾守民, 李忠权, 孙亚莉, 钟伟, 朱明田. 2011. 豫西沙坡岭钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. 矿物岩石, 31(1): 56-62.
- 卢欣祥, 于在平, 冯有利, 王义天, 马维峰, 崔海峰. 2002. 东秦岭深源浅成型花岗岩的成矿作用及地质构造背景[J]. 矿床地质, 21(2): 168-178.
- 倪志耀, 王仁民, 童英, 杨淳, 戴憧漠. 2003. 河南洛宁太华岩群斜长角闪岩的锆石<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb和角闪石<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar年龄[J]. 地质论评, 19(4): 361-366.
- 聂政融, 王晓霞, 柯昌辉, 杨阳, 吕星球. 2015. 华北地块南缘花山、五丈山岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄/地球化学及成因[J]. 地质通报, 34(8): 1502-1516.
- 邱检生, 肖娥, 胡建, 徐夕生, 蒋少涌, 李真. 2008. 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Nd-Hf 同位素制约[J]. 岩石学报, 24(11): 2468-2484.
- 邵克忠, 王宝德. 1992. 嵩县西北地区金矿成矿作用及其成矿规律[J]. 河南地质, 10(3): 161-167.
- 苏捷, 张宝林, 孙大亥, 崔敏利, 屈文俊, 杜安道. 2009. 东秦岭东段新发现的沙坡岭细脉浸染型钼矿地质特征、Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 83(10): 1490-1496.
- 王晓霞, 王涛, 齐秋菊, 李舫. 2011. 秦岭晚中生代花岗岩时空分布、成因演变及构造意义[J]. 岩石学报, 27(6): 1573-1593.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007a. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 23(2): 185-220.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007b. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 23(6): 1217-1238.
- 肖娥, 胡建, 张遵忠, 戴宝章, 王艳芬, 李海勇. 2012. 东秦岭花山复式岩基中蒿坪与金山庙花岗岩体岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Lu-Hf 同位素组成[J]. 岩石学报, 28(12): 4031-4046.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大栓, 等. 2002. 花岗岩研究思维方法[M]. 北京: 地质出版社. 1-293.
- 叶会寿, 毛景文, 李永峰, 郭保健, 张长青, 刘王君, 闫全人, 刘国印. 2006. 东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 80(7): 1078-1088.
- 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. 1-729.
- 张元厚. 2006. 祈雨沟角砾岩型金矿蚀变类型及其形成的动力学过程(博士论文)[D]. 导师: 张世红. 北京: 中国地质大学. 109 页.
- 张正伟, 邓军. 2001a. 东秦岭钼矿带成矿背景与含矿岩体特征. 见: 陈衍景, 张静, 赖勇编. 大陆动力学与成矿作用[M]. 北京: 地震出版社, 100-109.
- 张正伟, 朱炳泉, 常向阳, 强立志, 温明星. 2001b. 东秦岭钼矿带成岩成矿背景及时空统一性[J]. 高校地质学报, 7(3): 307-315.
- 赵海杰, 毛景文, 叶会寿, 侯可军, 梁慧山. 2010. 陕西洛南县石家湾钼矿相关花岗岩斑岩的年代学及岩石成因: 锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素制约[J]. 矿床地质, 29(1): 143-157.