

doi: 10.6053/j.issn.1001-1412.2019.02.010

河南省淅川县毛堂金矿区花岗斑岩 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其地质意义

蓝永强¹, 曾威², 俞初安², 段明²

(1. 中钢集团天津地质研究院有限公司, 天津 300061;

2. 中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170)

摘要: 毛堂金矿是位于河南省“毛堂—蒲塘铜金矿带”上的一个小型金矿, 矿体主要产于老田岩体的Ⅲ号岩体中, 成矿作用与隐爆角砾岩和花岗斑岩关系密切。通过对与成矿有关的隐爆角砾岩和花岗斑岩进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年, 获得其成岩年龄分别为 $143.0 \text{ Ma} \pm 1.2 \text{ Ma}$ 和 $141.4 \text{ Ma} \pm 1.5 \text{ Ma}$, 代表矿床的形成时代; 对花岗斑岩进行 Hf 同位素测试, 其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分布范围为 $-3.4 \sim 4.2$, 平均为 1.6 , 显示其源区为镁铁质新生地壳。毛堂金矿形成于早白垩世, 受花岗斑岩、隐爆角砾岩及其构造—裂隙控制, 矿床类型属于隐爆角砾岩型金矿。

关键词: LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年; Hf 同位素; 早白垩世; 隐爆角砾岩型金矿床; 河南省

中图分类号: P597.1 **文献标识码:** A

0 引言

毛堂金矿区位于南秦岭造山带东段, 河南省淅川县毛堂—西峡县蒲塘一带铜金矿带上。该矿带找矿历史悠久: 1973 年河南区测队开始在该区进行 1:5 万区调工作, 发现斑岩、隐爆角砾岩及金矿体; 1984~1987 年原地调四队在该区针对Ⅲ号岩体开展了金矿普查—详查工作; 1993—1996 年原国家黄金局在该区组织开展“河南毛堂金矿、蒲塘金矿爆发角砾岩型金矿成矿规律研究”项目, 随后又有 4 家单位进行过不同程度的地质找矿工作。目前该带内已发现隐爆杂岩体 15 个, 小型金矿床 2 个, 矿点矿化点 8 个, 但尚未发现中、大型金矿床。

对毛堂金矿的研究资料相对较少, 仅有徐刚^[1]、

王书来^[2]、艾霞^[3]、冯建忠^[4]等对毛堂金矿特征、成因及成矿物理化学条件、稳定同位素等方面进行过探讨, 邓宗立^[5]对毛堂金矿载金矿物黄铁矿进行过分析, 但准确的成矿时代、岩浆源区等重要问题的研究未见有人深入涉及。本文依托于“中条—熊耳山成矿区地质矿产调查”、“河南省内乡县板厂一带多金属矿普查”项目的支持, 对毛堂金矿开展典型矿床调查研究工作, 并在 2 号矿体岩筒采坑采样进行锆石 U-Pb 同位素测年和 Hf 同位素测试, 力图探讨该区成矿时代和岩浆源问题。

1 区域地质概况

毛堂金矿区位于南秦岭造山带东段(图 1a), 荆紫关—师岗复向斜的北部, 木家垭—内乡—桐柏断

收稿日期: 2019-01-03; 改回日期: 2019-02-25; 责任编辑: 王传泰

基金项目: 国家地质调查项目“中条—熊耳山成矿区地质矿产调查(编号: 121201006000150003)、中国地质调查局地质矿产调查评价专项“豫西成矿区资源远景调查评价”(编号: 1212011120771)、河南省地勘基金项目“河南省内乡县板厂一带多金属矿普查”(豫国土资发[2016]46)联合资助。

作者简介: 蓝永强(1985—), 男, 硕士, 工程师, 从事矿产勘查和研究工作。E-mail: 33479769@qq.com

通信作者: 曾威(1985—), 男, 硕士, 工程师, 主要从事矿床学研究及矿产勘查工作。E-mail: 314818431@qq.com

裂的南部,区内地层属于南秦岭分区。以淅川断裂为界,可划分为基底岩层与盖层岩片两部分。基底地层由古元古界大沟岩组(Pt_1d)、中新元古界武当岩群($Pt_{2-3}W$)、新元古界耀岭河岩群(Pt_3y)组成,盖层岩片由上震旦统一石炭系组成。

区内断裂性质多样,关系复杂多变,表现为多期、多阶段活动的特征。不同规模、不同性质的 NW 向、NNW 向、NE 向断裂相互切割,形成网格状构造格局。不同方向的断裂交汇部位,控制着燕山期花岗斑岩及隐爆角砾岩金矿床(点)的分布,而次级断裂及岩体特定的构造部位控制着矿体的赋存部位、形态、产状和规模。毛堂金矿就位于不同方向断裂交汇部位。

区内岩浆活动强烈,从元古代到中生代均有活动;岩浆岩种类多样,从超基性岩至酸性岩及偏碱性岩均有出露,主要为加里东期闪长岩、片理化石英闪长岩、片理化闪长玢岩和燕山期花岗斑岩类。岩浆活动明显受构造条件的限制:早期岩体一般沿区域构造线方向呈带状分布,晚期小侵入体多沿深大断裂呈脉状分布^[1]。

区内金矿化主要与燕山期构造-岩浆活动关系密切。燕山期构造-岩浆活动形成了区内深源浅成花岗斑岩和隐爆角砾岩群,已探明的毛堂、蒲塘、琵琶沟金矿及矿(化)点、物化探异常,均分布于燕山期形成的毛堂-蒲塘花岗斑岩带和隐爆角砾岩群中。

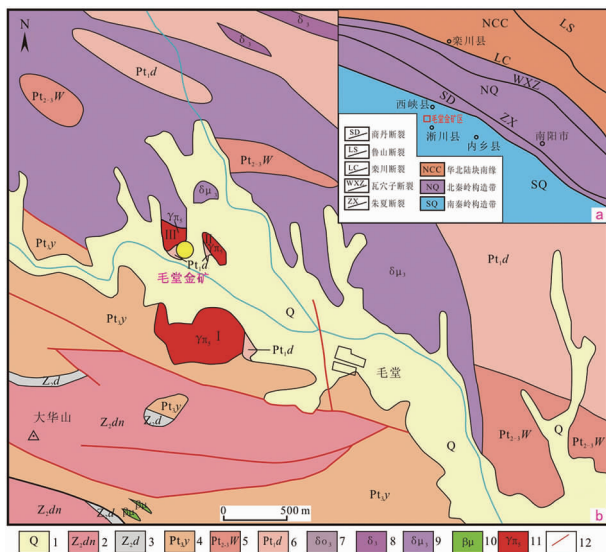


图1 毛堂地区综合地质略图

Fig.1 Comprehensive geological map of Maotang area

1. 第四系;2. 灯影组;3. 陡山沱组;4. 耀岭河组;5. 武当岩群;
6. 大沟岩组;7. 石英闪长岩;8. 闪长岩;9. 闪长玢岩;
10. 绿辉岩;11. 燕山期花岗斑岩;12. 断层

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质特征

矿区出露地层主要为古元古界大沟岩组、中新元古界武当岩群、新元古界耀岭河组,第四系分布在河谷及山间谷地中(图1b)。大沟岩组(Pt_1d):斜长角闪片岩夹斜长角闪片麻岩,局部夹磁铁角闪岩、石墨片岩、大理岩和云母石英片岩。武当岩群($Pt_{2-3}W$):上部为变质石英砂岩夹绢云母片岩和千枚岩,下部以中酸性石英角斑岩和基性凝灰岩为主,并有基性岩脉侵入^[2]。耀岭河组(Pt_3y):钙碱性玄武岩系列的海底火山喷发沉积建造——黄褐色变玄武岩、变玄武质凝灰岩、变凝灰岩等。

矿区构造以 NNW 向断裂为主,其规模较大,对成矿起着重要的控制作用。

矿区岩浆岩:加里东期闪长玢岩,呈岩基状分布于矿区北部及西北部;燕山期主要为花岗斑岩,呈岩株状产出。

毛堂金矿产于毛堂村西北侧的老田岩体中。老田岩体因第四系覆盖而呈现为3部分(I号岩体、II号岩体、III号岩体),处于锁河断裂与 NNW 向断裂的交汇部位(图1b)。I号岩体分布在锁河南岸,出露面积 0.204 km²,呈椭圆形,倾向北东,倾角 45°~85°,组成岩体的主要岩石为隐爆角砾岩,有分散的金、铜及铅锌矿化。II号岩体分布于锁河北岸东侧,出露面积 0.012 km²,呈长椭圆状,倾向北东,倾角 67°,岩体主要岩石为花岗斑岩和角砾岩,具金矿化。III号岩体位于锁河北岸西侧,出露面积 0.056 km²,呈似圆状,向北东倾伏,倾角从上向下变陡,组成岩体的主要岩石为花岗斑岩和隐爆角砾岩^[6]。III号岩体为毛堂金矿目前的主要赋矿部位。

2.2 矿体特征

毛堂金矿地表圈定的4个矿体(图2),均赋存在III号岩体中^[6]。

1号矿体:位于岩体东北部花岗斑岩中,平面上呈不规则长条状延伸,由1-1、1-2两个平行的不规则条状矿体组成。其中,1-1矿体倾向北东,倾角 66°~67°,长 96 m,最大斜深 86 m,平均厚 4.59 m,金品位一般 $w(Au) = 2 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-6}$,最高 30.52×10^{-6} ,平均为 5.23×10^{-6} ;1-2矿体平行位于1-1矿体的西侧,长 95.5 m,最大斜深 163 m,平均厚度 2.86 m,金平均品位为 $w(Au) = 3.12 \times 10^{-6}$ 。

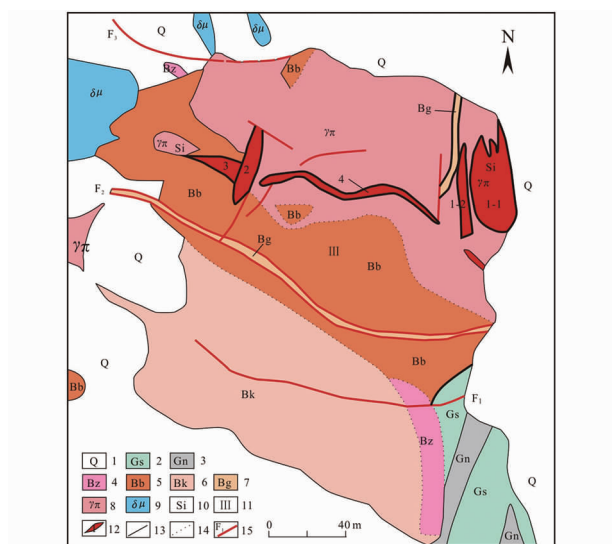


图2 毛堂Ⅲ号岩体地质略图

Fig. 2 Geological map of No. 3 rock mass

in Maotang area

1. 第四系; 2. 石墨片岩; 3. 黑云斜长片麻岩; 4. 震碎角砾岩;
5. 爆破角砾岩; 6. 爆破集块岩; 7. 构造角砾岩; 8. 花岗岩;
9. 片理化闪长玢岩; 10. 硅化; 11. 岩体编号; 12. 矿体及编号;
13. 地质界线; 14. 岩性过渡界线; 15. 断层

2号矿体:产在岩筒北西侧角砾岩中,平面上呈不规则椭圆状,延伸方向 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$,倾向北西,倾角 $65^{\circ}\sim 88^{\circ}$,上陡下缓。矿体厚度及品位变化较大,厚度介于 $1.96\sim 13.26\text{ m}$ 之间,一般为 $2\sim 5\text{ m}$;金品位为 $w(\text{Au})=1.18\times 10^{-6}\sim 31.94\times 10^{-6}$,最高 74.09×10^{-6} ,一般为 $5\times 10^{-6}\sim 15\times 10^{-6}$ 。

3号矿体:位于 F_2 断层上盘的硅化、褐铁矿化爆破角砾岩中,厚度 $1\sim 3\text{ m}$,金品位为 $w(\text{Au})=1.08\times 10^{-6}\sim 1.37\times 10^{-6}$,工程少,产状不清。

4号矿体:位于岩体中部,地表断续带状分布,长 96 m ,最大斜深 70 m ,总体走向 106° ,倾向北东,倾角 $58^{\circ}\sim 90^{\circ}$,西段陡、东段缓,矿化不均匀,厚度不稳定。矿体厚度为 $0.85\sim 7.79\text{ m}$,平均 3.67 m 。金品位为 $w(\text{Au})=1.46\times 10^{-6}\sim 22.73\times 10^{-6}$,平均为 4.35×10^{-6} 。矿石类型主要为花岗斑岩型和角砾岩型。矿化呈浸染状、团块状及不规则状,含矿岩石为硅化花岗斑岩及硅化、褐铁矿化爆破角砾岩。

矿山生产中发现了Ⅱ号岩体也含金矿化,金矿体产在蚀变斑岩体中;在 290 m 中段以上为筒状,向下分支尖灭。

2.3 矿石类型及特征

毛堂金矿的矿石类型按产出状态的自然类型划分,以氧化矿石为主。根据矿化岩石及结构构造划

分,可分为角砾岩型、花岗斑岩型和蚀变岩型3种类型;以角砾岩型为主(毛堂2号矿体),花岗斑岩型为次(毛堂1号矿体),蚀变岩型仅出现于Ⅱ号岩体^[1-3]。

矿石组成中,矿石金属矿物以黄铁矿为主,约占金属矿物的95%以上,其次为黄铜矿、磁铁矿和少量方铅矿、闪锌矿。金属氧化矿物有褐铁矿、孔雀石、辉铜矿。金以自然金产出,有少量银金矿。矿石脉石矿物主要有石英、钾长石、斜长石、绢云母、高岭土、方解石等。

对毛堂不同类型矿石初选实验表明,矿区金矿化与黄铁矿化关系密切,金的载体矿物主要为黄铁矿,其次为黄铜矿,以及褐铁矿^[5]。矿石结构主要有它形—半自形粒状结构、半自形—自形粒状结构、压碎状结构、溶蚀交代状结构、包含状及固熔体分离结构等。矿石构造有角砾状、细脉浸染状、浸染状、细脉状构造等^[3]。

3 样品采集和测试方法

(1) 样品采集

本次研究测试的样品采自毛堂金矿床2号矿体岩筒采坑,样品MTD01岩性为隐爆角砾岩,样品MTD02岩性为花岗斑岩。

隐爆角砾岩(MTD01)样品标本观察:岩石风化面为灰色—红褐色,新鲜面为灰白色—红色,角砾结构,具块状构造,可见黄铁矿呈团块状、浸染状分布。镜下观察(图3):岩石由角砾、胶结物组成;角砾呈团块状、角砾状,杂乱分布,大小 $2\sim 10\text{ mm}$,成分可见变质流纹岩、绢云长英质板岩、变质潜英安岩等,含量约为40%~45%;胶结物为潜英安岩,具斑状结构,基质隐晶状结构。斑晶由斜长石、石英、黑云母假象组成,杂乱分布,粒度一般 $1\sim 3.6\text{ mm}$,部分 $0.2\sim 1\text{ mm}$ 。斜长石主要呈半自形板状,部分呈棱角状,高岭土化、绢云母化、碳酸盐化明显,含量约为35%。石英呈它形粒状,少数被熔蚀呈浑圆状、港湾状,含量约为5%。黑云母呈片状,已全部被绢云母、碳酸盐交代呈假象,含量约为5%~10%。基质由长英质组成,呈隐晶状,粒度 $<0.01\text{ mm}$,由于颗粒细小,边界多不清晰,含量约为10%。副矿物为不透明矿物、磷灰石、锆石,次生矿物为高岭土、绢云母、碳酸盐。

花岗斑岩(MTD02)样品标本观察:岩石风化面呈黄白色,新鲜面为灰白色,多斑结构,基质隐微晶



图3 隐爆角砾岩(MTD01)及镜下观察(20×)

Fig. 3 cryptoexplosive breccia (MTD01) and observation (20×)

Pl. 斜长石; Bi. 黑云母; Qz. 石英

状结构,块状构造,可见黄铁矿呈团块状、浸染状分布。镜下观察(图4):岩石由斑晶、基质两部分组成。斑晶由斜长石假象、透长石、石英、黑云母假象组成,杂乱分布,粒度一般1~6 mm,少数0.2~1 mm。斜长石呈半自形板状,已全部被硅质交代呈假象,含量约为15%~20%。透长石呈半自形板状,表面干净,含量约为5%~10%。石英呈半自形—它形粒状,部分被熔蚀呈浑圆状、港湾状,含量约为20%。黑云母呈片状,已全部被白云母、碳酸盐交代呈假象,含量约为5%。基质由长英质组成,呈隐微晶状,粒度<0.03 mm,填隙分布于斑晶间,含量约为50%。另见少量被硅质、碳酸盐充填的裂隙。副矿物为不透明矿物、磷灰石、锆石,次生矿物为白云母、碳酸盐、硅质。

(2)样品加工处理

岩石样品经破碎、分选后,在双目镜下挑选出表面平整光洁、无裂隙、无明显包裹体且透明度相对较高的锆石颗粒;用环氧树脂将锆石固定,抛光后进行透反射、阴极发光(CL)图像显微结构分析,选取适合U-Pb同位素定年测试以及Hf同位素测试的最佳锆石域。

锆石分选工作在河北省廊坊区域地质矿产调查研究所完成。锆石制靶和阴极发光图像在天津地质



图4 花岗斑岩(MTD02)及镜下观察(20×)

Fig. 4 Granite porphyry (MTD02) and observation (20×)

Pl. 斜长石; Bi. 黑云母; Qz. 石英; San. 透长石

矿产研究所实验室完成。

(3)测试与数据处理方法

锆石的U-Pb同位素测试在天津地质矿产研究所采用激光剥蚀多接收器电感耦合等离子体质谱(LA-MC-ICPMS)完成。采用标准锆石GJ-1作为外标进行仪器U、Pb同位素分馏校正,采用中国地质大学刘勇胜等编写的ICPMSDataCal8.3程序和Ludwig的Isoplot (Version3.76)程序进行数据处理、谐和图的绘制以及加权年龄的计算,采用²⁰⁸Pb校正法对普通铅进行校正,以NIST SRM610玻璃标样作为外标计算锆石样品中的U、Pb、Th含量。具体的仪器配置和试验流程参见文献[7]。

锆石的Hf同位素测试在天津地质矿产研究所采用激光剥蚀多接收器电感耦合等离子体质谱(LA-MC-ICPMS)完成。激光器为美国ESI公司生产的NEW WAVE 193nm FXArF准分子激光器,激光剥蚀物质以高纯度He为载气送入Neptune (MC-ICPMS)进行分析。仪器的具体配置和试验流程参见文献[8]。

为了确保样品MTD02的Hf同位素测试与U-Pb同位素测试相对应,Hf的测试点是在U-Pb同位素测试点基础上挑选的,选择的都是U-Pb年龄相对比较一致的点。由于在U-Pb测试中有的测点可能已经被离子束击穿,所以Hf的测试点与U-Pb测试点并不完全重合,但都位于同一个锆石晶体中,位于U-Pb测试点附近。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 同位素测试结果

样品MTD01的阴极发光图像中可见岩浆锆石、变质锆石等多种类型的锆石存在。为了得到样品的准确年龄,我们挑选了24个岩浆锆石做测试。如图5a所示,测试锆石颗粒多呈它形,无色透明,棱角分明,晶棱锐利,晶形不完整,多为破碎的不完整晶体,粒径大小约为80~150 μm,均发育清晰的震荡环带,为典型的岩浆锆石特征^[9]。但由于颗粒破碎,显示的环带并不完整。测试分析结果如表1所述,锆石的 $w(U)$ 值为 $248 \times 10^{-6} \sim 854 \times 10^{-6}$, $w(Th)/w(U)$ 值为0.17~0.47,平均值为0.32,属于岩浆锆石。24个测试点的年龄数据相当一致,均落在谐和线上(图5b);其²⁰⁶Pb/²³⁸U表面年龄变化

于 140 Ma—145 Ma 之间,置信水平 95%,误差为 1σ ;加权平均年龄为 $143.0 \text{ Ma} \pm 1.2 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.24, n = 24$)。143.0 Ma $\pm 1.2 \text{ Ma}$ 代表其结晶年龄,即隐爆角砾岩形成于早白垩世。

样品 MTD02 也挑选了 24 个锆石进行测试。阴极发光图像如图 6a 所示,所挑选的锆石颗粒较大,粒径在 $100 \sim 180 \mu\text{m}$ 之间,多数无色透明,晶棱锋利,自形一半自形的板状-长柱状体,部分锆石颗粒破碎不完整,但大多数都具有清晰的震荡环带。个别锆石显示核-幔结构,核部浑圆状、无明显震荡环带,显示继承锆石的特征,而幔部具有清楚的环带构造,显示岩浆成因特点。测试分析结果如表 1 所述,锆石的 $w(\text{U})$ 值为 $28 \times 10^{-6} \sim 1\,936 \times 10^{-6}$,变化较大, $w(\text{Th})/w(\text{U})$ 值为 $0.18 \sim 0.74$,平均值为 0.43,属于岩浆锆石的范畴。共测试 24 颗锆石 24 个测点,其中 15 号点 U、Pb 含量过低,数据异常,已删除;剩余 23 个测点除有 7 个测点的数据偏离谐和线较远之外,余下的 16 个测点数据都在谐和线上(图 6b),其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄集中在 139 Ma—

145 Ma 的范围内,置信水平 95%,误差为 1σ ;加权平均年龄为 $141.4 \text{ Ma} \pm 1.5 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.23, n = 16$)。141.4 Ma $\pm 1.5 \text{ Ma}$ 为花岗斑岩的形成年龄,即花岗斑岩形成于早白垩世。另外,从表 1 中还可以看出,6、13、20 号测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 599 Ma $\pm 7 \text{ Ma}$ —943 Ma $\pm 16 \text{ Ma}$ 之间,结合其阴极发光图像来看,应该是继承锆石,来自于基底新元古界地层;而 8 号测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 118 Ma,可能为蜕晶化现象引起的铅丢失的结果。

4.2 锆石 Hf 同位素测试结果

在样品 MTD02 的锆石 U-Pb 年龄相对一致的 16 个测试点中,挑选了 15 个测点进行原位 Lu-Hf 同位素测试,其测试结果如表 2 所述。从表 2 中不难看出,花岗斑岩锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值极低,数值均小于 0.002,表明锆石在形成之后漫长的演化历程中,由 ^{176}Lu 衰变生成的 ^{176}Hf 极少,因此测定的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值可以较好地反映其形成过程中的 Hf 同位素的组成特征,从而可以利用该值来探讨其形成时的成因信息^[10-13]。

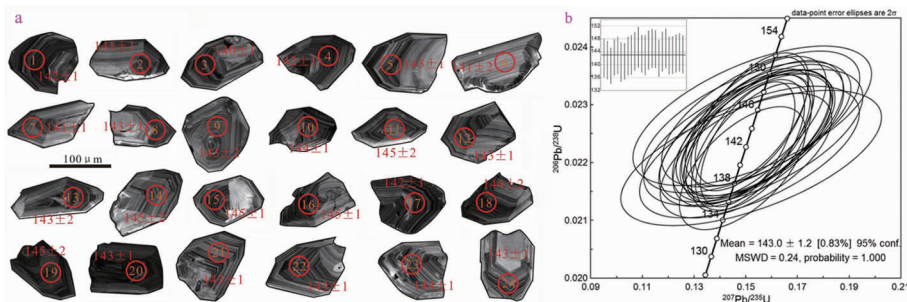


图 5 毛堂金矿隐爆角砾岩 (MTD01) 中锆石阴极发光图像 (a) 及锆石 U-Pb 谐和图 (b)

Fig. 5 Cathodoluminescence image (a) and U-Pb concordia plot of zircons (b) in the cryptoexplosion breccia (MTD01) of Maotang mine area

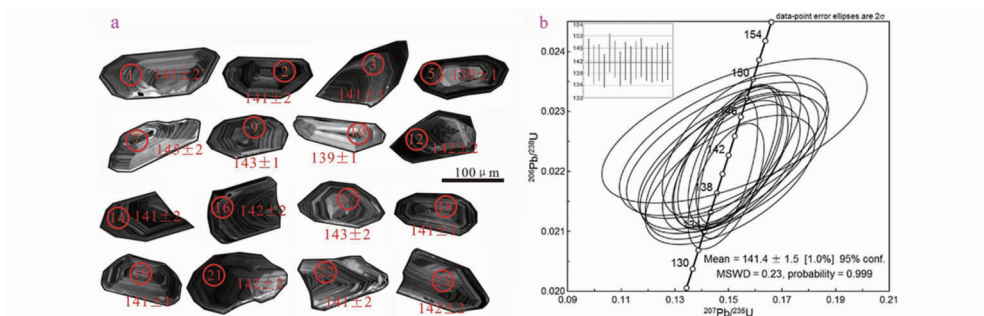


图 6 毛堂金矿花岗斑岩 (MTD02) 中锆石阴极发光图像 (a) 及锆石 U-Pb 谐和图 (b)

Fig. 6 Cathodoluminescence image (a) and U-Pb concordia plot of zircons (b) in the cryptoexplosion breccia (MTD02) of Maotang mine area

表 1 毛堂矿区隐爆角砾岩和花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试结果

Table 1 U-Pb test results of LA-ICP-MS zircon of cryptoexplosive breccia and granite porphyry in Maotang mine area

样号	测点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	年龄/Ma					
		Pb	U								$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ
M T D 01 (隐爆角砾岩)	Sam. 1	17	806	0.1706	0.0223	0.0002	0.1508	0.0045	0.0491	0.0014	142	1	143	4	151	69
	Sam. 2	8	349	0.2854	0.0222	0.0002	0.1514	0.0087	0.0495	0.0029	141	1	143	8	172	135
	Sam. 3	15	689	0.4075	0.0219	0.0002	0.1487	0.0050	0.0492	0.0016	140	1	141	5	159	76
	Sam. 4	19	854	0.3956	0.0223	0.0002	0.1507	0.0037	0.0490	0.0012	142	1	143	4	147	56
	Sam. 5	14	600	0.4369	0.0224	0.0002	0.1509	0.0049	0.0488	0.0016	143	1	143	5	139	75
	Sam. 6	5	248	0.2767	0.0221	0.0002	0.1521	0.0103	0.0500	0.0034	141	2	144	10	193	157
	Sam. 7	9	428	0.3072	0.0221	0.0002	0.1501	0.0068	0.0492	0.0022	141	1	142	6	157	104
	Sam. 8	11	463	0.3708	0.0224	0.0002	0.1526	0.0063	0.0495	0.0020	143	1	144	6	169	96
	Sam. 9	6	280	0.3511	0.0224	0.0002	0.1529	0.0086	0.0494	0.0027	143	2	144	8	168	129
	Sam. 10	8	356	0.2977	0.0226	0.0002	0.1503	0.0082	0.0482	0.0026	144	1	142	8	109	128
	Sam. 11	6	266	0.2796	0.0228	0.0002	0.1525	0.0094	0.0485	0.0030	145	2	144	9	123	144
	Sam. 12	10	470	0.2502	0.0225	0.0002	0.1544	0.0058	0.0498	0.0018	143	1	146	5	184	85
	Sam. 13	7	329	0.2727	0.0224	0.0002	0.1500	0.0069	0.0485	0.0022	143	2	142	7	125	107
	Sam. 14	13	584	0.3556	0.0227	0.0002	0.1513	0.0046	0.0484	0.0014	145	2	143	4	120	70
	Sam. 15	14	623	0.3374	0.0228	0.0002	0.1524	0.0045	0.0486	0.0014	145	1	144	4	128	67
	Sam. 16	12	506	0.4639	0.0227	0.0002	0.1538	0.0056	0.0491	0.0017	145	1	145	5	154	82
	Sam. 17	14	653	0.2273	0.0223	0.0002	0.1530	0.0046	0.0498	0.0015	142	1	145	4	186	68
	Sam. 18	9	412	0.2819	0.0226	0.0002	0.1553	0.0066	0.0499	0.0021	144	2	147	6	189	100
	Sam. 19	8	364	0.2502	0.0228	0.0002	0.1558	0.0078	0.0497	0.0024	145	2	147	7	179	114
	Sam. 20	10	451	0.4649	0.0224	0.0002	0.1508	0.0051	0.0488	0.0016	143	1	143	5	139	78
	Sam. 21	9	412	0.2645	0.0224	0.0002	0.1506	0.0069	0.0487	0.0022	143	1	142	7	133	107
	Sam. 22	10	456	0.3604	0.0225	0.0002	0.1505	0.0053	0.0485	0.0017	143	1	142	5	124	83
	Sam. 23	8	375	0.2816	0.0226	0.0002	0.1565	0.0064	0.0503	0.0020	144	1	148	6	210	92
	Sam. 24	7	336	0.2679	0.0225	0.0002	0.1523	0.0063	0.0492	0.0020	143	1	144	6	156	95
M T D 02 (花岗斑岩)	Sam. 1	8	353	0.3735	0.0224	0.0002	0.1480	0.0079	0.0479	0.0025	143	2	140	7	92	126
	Sam. 2	12	541	0.5517	0.0221	0.0002	0.1495	0.0062	0.0491	0.0020	141	2	141	6	154	97
	Sam. 3	9	409	0.4300	0.0222	0.0002	0.1500	0.0069	0.0490	0.0022	141	1	142	7	150	105
	Sam. 4	21	389	0.5502	0.0520	0.0007	0.4326	0.0088	0.0604	0.0011	327	4	365	7	616	39
	Sam. 5	42	1936	0.3827	0.0218	0.0002	0.1491	0.0029	0.0497	0.0009	139	1	141	3	182	43
	Sam. 6	9	86	0.6688	0.0974	0.0011	0.8080	0.0342	0.0602	0.0026	599	7	601	25	609	93
	Sam. 7	7	318	0.4753	0.0227	0.0002	0.1523	0.0101	0.0487	0.0032	145	2	144	10	134	153
	Sam. 8	27	1485	0.3185	0.0184	0.0002	0.1559	0.0027	0.0614	0.0010	118	1	147	3	655	34
	Sam. 9	9	423	0.3724	0.0224	0.0002	0.1496	0.0077	0.0485	0.0025	143	1	142	7	126	120
	Sam. 10	16	695	0.5706	0.0219	0.0002	0.1506	0.0065	0.0500	0.0021	139	1	142	6	194	98
	Sam. 11	47	641	0.4829	0.0699	0.0008	0.6199	0.0103	0.0644	0.0009	435	5	490	8	753	29
	Sam. 12	20	862	0.5268	0.0223	0.0002	0.1528	0.0036	0.0498	0.0011	142	2	144	3	186	54
	Sam. 13	5	28	0.4384	0.1575	0.0026	1.9135	0.2381	0.0881	0.0112	943	16	1086	135	1386	245
	Sam. 14	51	2425	0.1771	0.0221	0.0002	0.1498	0.0023	0.0493	0.0007	141	2	142	2	160	32
	Sam. 16	24	1135	0.2332	0.0223	0.0002	0.1531	0.0031	0.0498	0.0009	142	2	145	3	187	44
	Sam. 17	13	573	0.3323	0.0224	0.0002	0.1511	0.0053	0.0489	0.0016	143	2	143	5	141	78
	Sam. 18	19	792	0.7406	0.0221	0.0002	0.1506	0.0044	0.0494	0.0014	141	1	142	4	166	66
	Sam. 19	17	734	0.6431	0.0220	0.0002	0.1511	0.0052	0.0497	0.0017	141	1	143	5	181	79
	Sam. 20	53	488	0.4508	0.1067	0.0012	0.9846	0.0170	0.0669	0.0010	653	8	696	12	836	30
	Sam. 21	14	623	0.3138	0.0222	0.0002	0.1516	0.0045	0.0495	0.0015	142	2	143	4	172	69
	Sam. 22	10	456	0.4203	0.0221	0.0002	0.1518	0.0071	0.0498	0.0023	141	2	144	7	185	108
	Sam. 23	18	846	0.2283	0.0222	0.0002	0.1505	0.0040	0.0491	0.0013	142	2	142	4	152	60
	Sam. 24	27	849	0.2419	0.0308	0.0004	0.2277	0.0046	0.0536	0.0010	195	2	208	4	356	41

表 2 毛堂矿区花岗斑岩中锆石 Lu-Hf 同位素测试结果

Table 2 Lu-Hf isotope test results of zircons in granite porphyry of Maotang mine area

测点号	Age/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}/Ma	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
MTD02.1	141	0.0208	0.0007	0.282705	0.000030	0.282703	-2.4	0.7	771	1574	-0.98
MTD02.2	141	0.0313	0.0011	0.282748	0.000023	0.282745	-0.9	2.1	717	1439	-0.97
MTD02.3	141	0.0331	0.0011	0.282697	0.000023	0.282694	-2.7	0.3	791	1603	-0.97
MTD02.5	141	0.0283	0.0009	0.282591	0.000021	0.282588	-6.4	-3.4	934	1938	-0.97
MTD02.7	141	0.0222	0.0008	0.282763	0.000026	0.282761	-0.3	2.7	690	1388	-0.98
MTD02.9	141	0.0181	0.0007	0.282724	0.000020	0.282722	-1.7	1.3	743	1512	-0.98
MTD02.10	141	0.0242	0.0008	0.282759	0.000021	0.282756	-0.5	2.5	697	1402	-0.97
MTD02.12	141	0.0279	0.0014	0.282807	0.000023	0.282803	1.2	4.2	638	1253	-0.96
MTD02.14	141	0.0271	0.0011	0.282714	0.000022	0.282711	-2.1	0.9	765	1547	-0.97
MTD02.15	141	0.0197	0.0007	0.282707	0.000030	0.282706	-2.3	0.8	765	1565	-0.98
MTD02.16	141	0.0291	0.0010	0.282761	0.000028	0.282759	-0.4	2.6	697	1395	-0.97
MTD02.17	141	0.0137	0.0004	0.282726	0.000031	0.282724	-1.6	1.4	736	1505	-0.99
MTD02.18	141	0.0203	0.0007	0.282702	0.000022	0.282700	-2.5	0.6	774	1581	-0.98
MTD02.19	141	0.0298	0.0009	0.282794	0.000023	0.282792	0.8	3.8	648	1290	-0.97
MTD02.21	141	0.0256	0.0009	0.282787	0.000029	0.282785	0.5	3.6	657	1311	-0.97

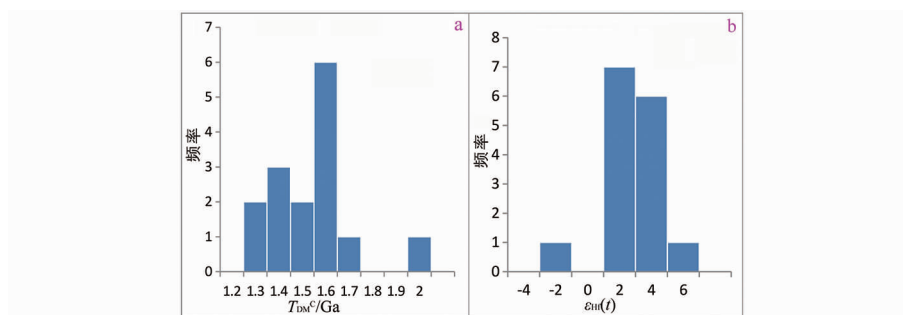
图 7 毛堂金矿区花岗斑岩锆石 T_{DM}^{C} 值(a)和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(b)直方图Fig. 7 Zircon T_{DM}^{C} (a) and Hf isotopic compositions (b) of granite porphyry in Maotang mine area

表 2 呈现测试样品中锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值比较均一,变化于 0.282 591~0.282 807 之间,由对应的测年年龄计算得到的 Hf 同位素初始比值 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i=0.282\ 588\sim 0.282\ 803$ 。 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值较低,介于 -0.96~-0.98 之间,平均值为 -0.97,明显低于镁铁质地壳的 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值(-0.34)^[14] 和硅铝质地壳的 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值(-0.72)^[15],因此样品中的锆石 Lu-Hf 同位素模式年龄值能够指示其源区物质从地幔中分离出的时限。由于锆石测得的年龄比较年轻,因此二阶段模式年龄相对来说更为适宜,更能真实反映其壳幔分离的时代^[13]。测试样品锆石的 T_{DM}^{C} 值变化于 1 253 Ma—1 938 Ma 之间,平均为 1 487 Ma,主体变化于 1.3 Ga~1.6 Ga 之间(图 7a),代表了岩浆源区物质的年龄;这明显大于花岗斑岩的成岩时间,反映了花岗斑岩的形成源于地壳物质循环;其相应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t=141\text{ Ma})$ 值变化范围在

-3.4~4.2 之间,平均值为 1.6,主体在 0~4 范围内(图 7b)。

5 讨论

(1)本次研究所测的隐爆角砾岩(MTD01)、花岗斑岩(MTD02)样品的成岩年龄分别为 $143.0\text{ Ma}\pm 1.2\text{ Ma}$ 、 $141.4\text{ Ma}\pm 1.5\text{ Ma}$ 。这两个样品的 U-Pb 同位素年龄结果表明,2 号金矿体采坑中隐爆角砾岩和花岗斑岩是同一时期形成的,都形成于中生代早白垩世。艾霞等^[3]对毛堂矿区各类斑岩、角砾岩做了岩石化学全分析,认为花岗斑岩属于深源浅成相侵入体;通过对毛堂金矿硫、碳、氢、氧、硅及稀土元素的系统研究认为,成矿物质与岩浆同源,也是深源产物。而金成矿期是在浅成岩体形成以后,含

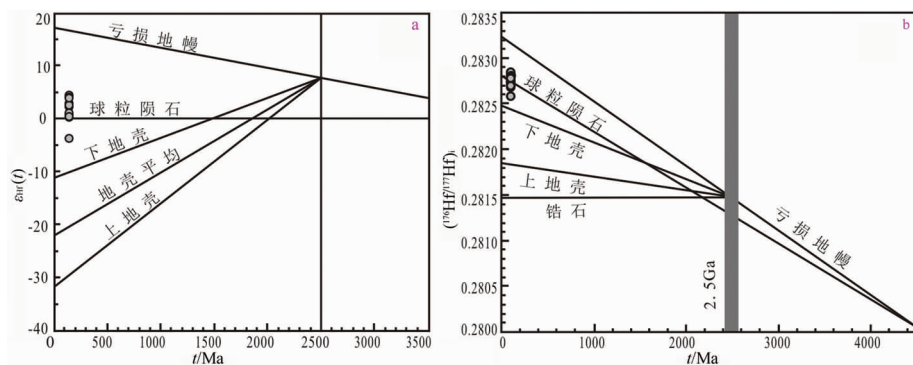


图8 毛堂金矿区花岗斑岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ 图解(a)和 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i-t$ 图解(b)

Fig. 8 Diagrams of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ (a) and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i-t$ (b) of granite porphyry in Maotang mine area

矿热液沿爆破角砾岩的空隙充填形成矿石。从岩石特征及花岗斑岩、角砾岩、金矿化三者之间的空间联系,反映了成岩成矿是一个连续过程。陈衍景等^[16]也认为隐爆角砾岩型金矿床与岩体具有同时、同空、同成因的“三同”关系。同时类比董国臣等^[17]测得的同一矿带上的同类型金矿——蒲塘金矿锆石 U-Pb 同位素年龄为 144~147 Ma 来看,本文认为可以将岩体的成岩年龄看作金成矿时代,为中生代早白垩世。

(2)徐刚^[1]通过综合稀土元素和硫同位素特征认为,毛堂金矿区大小不一的燕山期花岗斑岩体及角砾岩体构成的杂岩体,来源于上地幔和下地壳深源物质;而我们根据 Hf 同位素测试结果以及岩石特征认为岩浆源区来源于新生的镁铁质地壳物质。毛堂金矿区花岗斑岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t=141\text{ Ma})$ 值变化范围在 -3.4~4.2 之间,平均值为 1.6,主体在 0~4 范围内(见图 7b);从图 8 可以看出,毛堂金矿区花岗斑岩锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ 图解(a)和 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i-t$ 图解(b)中,测点有正有负,主要为正,均分布于球粒陨石演化线附近,介于亏损地幔及下地壳之间,并且变化范围不大,较为集中。其对应的 Hf 同位素的二阶段模式年龄主体变化于 1.3 Ga~1.6 Ga 之间(见图 7a),为中元古代。一般认为,当岩石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) < 0$ 时,表明岩石主要来自于古老地壳的再熔融或是在岩浆形成或运移过程中受到古老地壳混染;而 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) > 0$ 时则表明,岩浆源区物质来源于亏损地幔或是新增生的年轻地壳^[13]。由于野外和镜下均未在花岗斑岩中见到暗色包体,缺乏直接来源于亏损地幔的证据,因此可认为毛堂金矿区花岗斑岩源区来源于新生的镁铁质地壳物质。

(3)前人的研究表明,三叠纪时华北和扬子两大

板块发生碰撞,形成秦岭造山带^[18-19],之后秦岭造山带转入陆内演化作用阶段。160~100 Ma 期间中国东部岩石圈发生大规模拆沉作用。晚侏罗世一早白垩世早期由于岩石圈减薄导致构造体制由挤压向伸展转换,从而发育了大量深源岩浆活动及与其有关的成矿作用^[20-21]。毛景文^[22]认为中国东部中生代第二次大规模成矿作用始于燕山早期,于侏罗世一早中白垩世爆发式成矿,金矿为中国东部岩石圈减薄环境中大规模成矿作用的一个主要组分。

(4)毛堂金矿正是在晚侏罗世一早白垩世岩石圈减薄背景下形成的与深源花岗质岩浆活动有关的金矿床,矿床类型属于隐爆角砾岩型。矿体受控于花岗斑岩、隐爆角砾岩及环状、放射状断裂(裂隙),空间上位于隐爆角砾岩中或其附近,隐爆角砾岩与斑岩相伴产出,成因上与浅成-超浅成中酸性侵入岩(多为斑岩)及其隐蔽爆破作用所形成的角砾岩相关。结合其区域构造演化背景及岩浆来源,成矿机理大致可以解释为晚侏罗世一早白垩世东秦岭造山带岩石圈拆沉减薄作用,使地幔软流圈物质上涌并底侵于下地壳,同时诱发地壳物质的进一步熔融,形成燕山期中酸性岩浆,为大规模岩浆活动以及金属矿床的形成提供了充分的热源、巨量的流体、成矿物质来源^[3,21,23]。其经充分分异后沿深大断裂侵入到浅成-超浅成环境,这时岩浆中的挥发性组分、气体大量集中,当积累到临界状态时由于某种机制(构造作用、内压大于外压)突然释放,爆破但并未冲出地表,使原本封闭的岩浆系统变成了一个相对开放的系统。深部成矿物质在强大压力的驱使下,会源源不断地沿开放通道被运移到浅部,经多期次隐爆并最终在有利环境下富集成矿^[24]。对比毛堂金矿来看,其周边尚存有近十几处同期的花岗斑岩体以及

众多大小不一的隐爆角砾岩体,找矿潜力较大。同时应重视岩筒接触带及其附近环状裂隙和放射状裂隙的交叉部位,这也是成矿有利地带。

6 结语

(1)本次研究获得毛堂金矿区隐爆角砾岩和花岗斑岩的成岩年龄分别为 $143.0 \text{ Ma} \pm 1.2 \text{ Ma}$ 和 $141.4 \text{ Ma} \pm 1.5 \text{ Ma}$,均形成于中生代早白垩世,代表了毛堂金矿的成矿时代。

(2)铅同位素研究表明成矿花岗斑岩岩浆源区为新生的镁铁质地壳。

(3)毛堂金矿形成于东秦岭造山带早白垩世早期岩石圈减薄的构造背景,成矿作用与深源花岗岩浆活动关系密切。矿体受控于花岗斑岩、隐爆角砾岩及环状、放射状断裂(裂隙)。矿床类型属于隐爆角砾岩型金矿。

参考文献:

- [1] 徐刚,赵景武,秦林坡,等.南秦岭蒲塘—毛堂地区隐爆杂岩体金矿特征、成矿模式及找矿方向[J].矿产勘查,2017,8(1):93-100.
- [2] 王书来,樊江.豫西隐爆角砾岩型金矿特征与形成条件[J].矿产勘查,1998(4):203-209.
- [3] 艾霞,王书来,刘克铭.河南毛堂、蒲塘金矿地质特征及成矿机制探讨[J].矿产勘查,1997(s1):32-38.
- [4] 冯建忠,王书来,艾霞,等.河南毛堂及蒲塘金矿成矿物理化学条件和流体演化[J].黄金地质,1997(1):17-22.
- [5] 邓宗立,焦守敬.毛堂金矿黄铁矿形态分析及深部找矿研究[J].成都理工大学学报:自然科学版,1990(3):29-37.
- [6] 河南省地矿局第四地质调查队.河南省淅川县毛堂矿区Ⅲ号岩体金矿详查报告[R].郑州:河南省地矿局第四地质调查队,1987.
- [7] 李怀坤,朱士兴,相振群,等.北京延庆高干庄组凝灰岩的锆石 U-Pb 定年研究及其对华北北部中元古界划分新方案的进一步约束[J].岩石学报,2010,26(7):2131-2140.
- [8] 耿建珍,李怀坤,张健,等.锆石 Hf 同位素组成的 LA-MC-ICP-MS 测定[J].地质通报,2011,30(10):1508-1513.
- [9] 李长民.锆石成因矿物学与锆石微区定年综述[J].地质调查与研究,2009,32(3):161-174.
- [10] Patchett P J, Kouvo O, Hedge C E, Tatsumoto M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1981, 78(3): 279-297.
- [11] Kinny P D, Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53(1): 327-341.
- [12] Knudsen T L, Griffin W L, Hartz E H, Andresen A, Jackson S E. 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, 2001, 141(1): 83-94.
- [13] 吴福元,李献华,郑永飞,等. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J].岩石学报,2007,23(2):185-220.
- [14] Amelin Y, Lee D C, Halliday A N, Pidgeon R T. Nature of the earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons [J]. Nature, 1999, 399: 252-255.
- [15] Vervoort J D, Patchett P J, Gehrels G E, Nutman A P. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes [J]. Nature, 1996, 379: 624-627.
- [16] 陈衍景,富士谷,胡受奚.论豫西金矿的成矿时代[J].有色金属矿产与勘查,1992,1(3):140-144.
- [17] 董国臣,窦录元,任龙,等.秦岭豫西南中生代浅成侵入体及其成矿能力:以浦塘金矿为例[C]//中国地球科学联合学术年会,2014:2185-2188.
- [18] 张国伟,孟庆任,于在平,等.秦岭造山带的造山过程及其动力学特征[J].中国科学:地球科学,1996,26(3):193-200.
- [19] 夏林圻,夏祖春.南秦岭中—晚元古代火山岩性质与前寒武纪大陆裂解[J].中国科学:地球科学,1996(3):237-243.
- [20] 卢欣祥,于在平,冯有利,等.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,2002,21(2):168-178.
- [21] 曾威,常云真,司马献章,等.河南省崆山地区中河银多金属矿床花岗斑岩体形成时代及其地质意义[J].地质调查与研究,2017,40(2):81-88.
- [22] 毛景文,王志良.中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨[J].矿床地质,2000,19(4):403-405.
- [23] 张国伟,张宗清,董云鹏.秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义[J].岩石学报,1995,11(2):101-114.
- [24] 章增凤.隐爆角砾岩的特征及其形成机制[J].地质科技情报,1991(4):1-5.

Zircon U-Pb age and Hf isotopic characteristics of granite porphyry in the Maotang gold deposit, Xichuan county, Henan province and their geological significance

LAN Yongqiang¹, ZENG Wei², YU Rengan², DUAN Ming²

(1. Sinosteel Group Tianjin Geological Academy Co. Ltd, Tianjin 300061, China;

2. Tianjin Geological Survey Center, Tianjin 300170, China)

Abstract: Maotang gold deposit is a small gold deposit located in the copper-gold belt of Maotang-Putang, Henan province. The ore body mainly occurred in the No. 3 rock mass of the Laotian intrusion. The mineralization is closely related to cryptoexplosive breccia and granite porphyry. The LA-ICP-MS zircon U-Pb isotopic dating of the cryptoexplosive breccia and granite porphyry reveals that their diagenetic ages are $143.0 \text{ Ma} \pm 1.2 \text{ Ma}$ and $141.4 \text{ Ma} \pm 1.5 \text{ Ma}$, respectively, representing the age of the deposit formation; the Hf isotopic test of granite porphyry shows that the distribution range of the values is -3.4 to $+4.2$, with an average of 1.6 . It shows that the magma source area is the newborn mafic crust. The Matang gold deposit was formed in the early Cretaceous, controlled by granite porphyry, cryptoexplosive breccia, structures and fractures at all levels, and belongs to the cryptoexplosion breccia type.

Key Words: LA-CP-MS zircon U-Pb isotopic dating; Hf isotope; early Cretaceous; cryptoexplosion breccia type gold deposit; Henan province