江西相山铀矿田燕山期岩浆活动的多阶段性及其意义

彭中用[1)],陈卫锋[1)],毛玉锋[2)],方启春[2)],唐湘生[2)],凌洪飞[1)]

1)内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室,南京大学,南京,210023;

2)核工业270研究所,南昌,330200

内容提要:相山铀矿田是我国最大的火山岩型铀矿田,区域内主要出露有碎斑熔岩、流纹英安岩、花岗斑岩等火山岩—潜火山岩。前人对这三种岩浆岩进行了较为详尽的年代学研究。近年来随着相山西部深部钻探的开展,发现钻孔中由上至下出现'碎斑熔岩—流纹英安岩—碎斑熔岩'的现象,现有的年代学结果还不能给予合理的解释。为此,我们对相山西部典型钻孔中的上下两层碎斑熔岩及其间的流纹英安岩,以及相山北部和西部钻孔中的三个花岗斑岩样品进行了详细的年代学研究,结果显示,流纹英安岩的锆石$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为139.7±1.0 Ma,碎斑熔岩(上层)的加权平均年龄为135.3±0.9 Ma,碎斑熔岩(下层)的加权平均年龄为129.9±0.9 Ma,不同地点的三个花岗斑岩样品的加权平均年龄分别为125.4±1.0 Ma, 134.4±1.3 Ma,148.8±2.3 Ma,结合上下两层碎斑熔岩的镜下特征,认为下层碎斑熔岩是在上层碎斑熔岩形成后沿流纹英安岩之下的凝灰岩接触面超浅层侵入形成,从而在剖面上显示出"上老下新"的特征。这些结果表明相山燕山期岩浆活动持续时间较长(长达约24 Ma),为成矿有利因素,而不是前人认为的相山燕山期岩浆活动是一次短暂而集中的活动。对相山火山—侵入杂岩锆石的Hf同位素研究表明,各岩石样品的锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$值相近,分布在-10.6~-4.9之间,锆石的Hf模式年龄T_{DM2}介于1478~1844 Ma之间,本研究认为相山火山—侵入杂岩体可能起源于相山深部中元古代岩地壳所衍生的基底副变质岩部分熔融。

关键词:碎斑熔岩,锆石U-Pb年龄,岩浆活动,多阶段性,江西相山

晚中生代时期在太平洋板块的影响下,赣杭构造带内形成了一系列发育火山—侵入杂岩体的火山盆地,其中,相山盆地作为中国迄今发现的最大的火山岩型铀矿田所在区,一直是重点研究的地区,相山火山—侵入杂岩的形成时代问题也一直是研究的重点之一。相山火山盆地主要由碎斑熔岩、流纹英安岩和花岗斑岩等火山—潜火山岩构成,前人对它们进行了较为详尽的年代学研究,先后采用K-Ar稀释法、^{39}Ar-^{40}Ar法、全岩的Rb-Sr等时线法及单颗粒锆石U-Pb法(注:挑选多颗锆石溶解后U-Pb同位素稀释剂法)等进行定年(李坤英等,1989; 陈迪云等,1993; 陈小明等,1999; 余达淦,2001; 范洪海等,2005),虽然这些定年结果的变化范围较大(160~130 Ma),但根据同一种方法对不同岩石的测定结果,研究者均认为流纹英安岩早于碎斑熔岩形成,而花岗斑岩的形成晚于碎斑熔岩。近年来许多学者采用高灵敏度高分辨率离子探针质(SHRIMP)和激光剥蚀—电感耦合等离子质谱(LA-ICP-MS)法对相山几种火山—侵入岩进行了较系统的锆石U-Pb定年研究(何观生等,2009; Yang Shuiyuan et al.,2010,2011; 杨水源等,2012;陈正乐等,2013;杨庆坤等,2015),却发现相山各类岩石的年龄相差不大:流纹英安岩年龄为141~135 Ma,碎斑熔岩年龄为136~132 Ma,次花岗斑岩年龄为136~133 Ma,故这些研究者认为相山火山活动被认为是一次相对集中的而短暂的事件(Yang Shuiyuan et al.,2010,2011; 杨水源等,2012,2013,陈正乐等,2013;杨庆坤等,2015),几种岩类形成时间大致相近,且流纹英安岩形成略早于碎斑熔岩。

近年来随着相山西部深部钻探的开展,发现多个钻孔剖面中由上至下出现'碎斑熔岩—流纹英安岩—碎斑熔岩'的现象,现有的年代学研究结果还

注:本文为国家重点研发计划"深地资源勘查开采"专项(编号:2017YFC0602601)和核工业地质局科研项目(编号:201631)的成果。
收稿日期:2018-04-22;改回日期:2018-08-13;责任编辑:章雨旭。Doi:10.16509/j.georeview.2018.06.008

作者简介:彭中用,男,1993年生;硕士研究生,矿床学专业;Email:pengzhongyong0502@foxmail.com。通讯作者:陈卫锋,男,1975年生;副教授,主要从事铀矿地质的教学和研究;Email:chenwf@nju.edu.cn。通讯作者:凌洪飞,男,1960年生,教授,主要从事同位素地球化学的教学和研究;Email:hfling@nju.edu.cn。

不能给予合理的解释,上下两层碎斑熔岩是两次喷发形成还是不同期次岩浆活动的产物?深部碎斑熔岩是否早于其上的流纹英安岩喷发?相山地区的火山/潜火山岩浆活动是一次集中而短暂的岩浆事件吗?为理清相山火山—侵入杂岩形成的先后顺序以及确定相山燕山期岩浆活动的时代范围,完善相山火山—侵入杂岩体的年代学格架,以便为进一步探讨岩浆活动与铀成矿作用的关系提供依据,本文对从相山河元背深部钻孔中获得的流纹英安岩、上下两层碎斑熔岩的岩芯样品,以及不同区域(东部和北部地区)的三件花岗斑岩样品进行了系统的锆石U-Pb 年代学和锆石 Hf 同位素研究。

1 地质背景

相山火山盆地在大地构造位置上位于赣杭构造带西南,接近于扬子板块和华夏板块的构造缝合带上(Li Xianhua,2000)(图 1)。相山火山—侵入杂岩体处于赣杭火山—侵入杂岩带西南侧,杂岩体平面上呈椭圆形,东西长约 26.5 km,南北宽约 15 km,面积约 309 km^2,构成一个大型火山塌陷盆地。其中主要的火山-沉积岩系自下而上为下白垩统打鼓顶组和鹅湖岭组。打鼓顶组下层为紫红色砾岩、砂

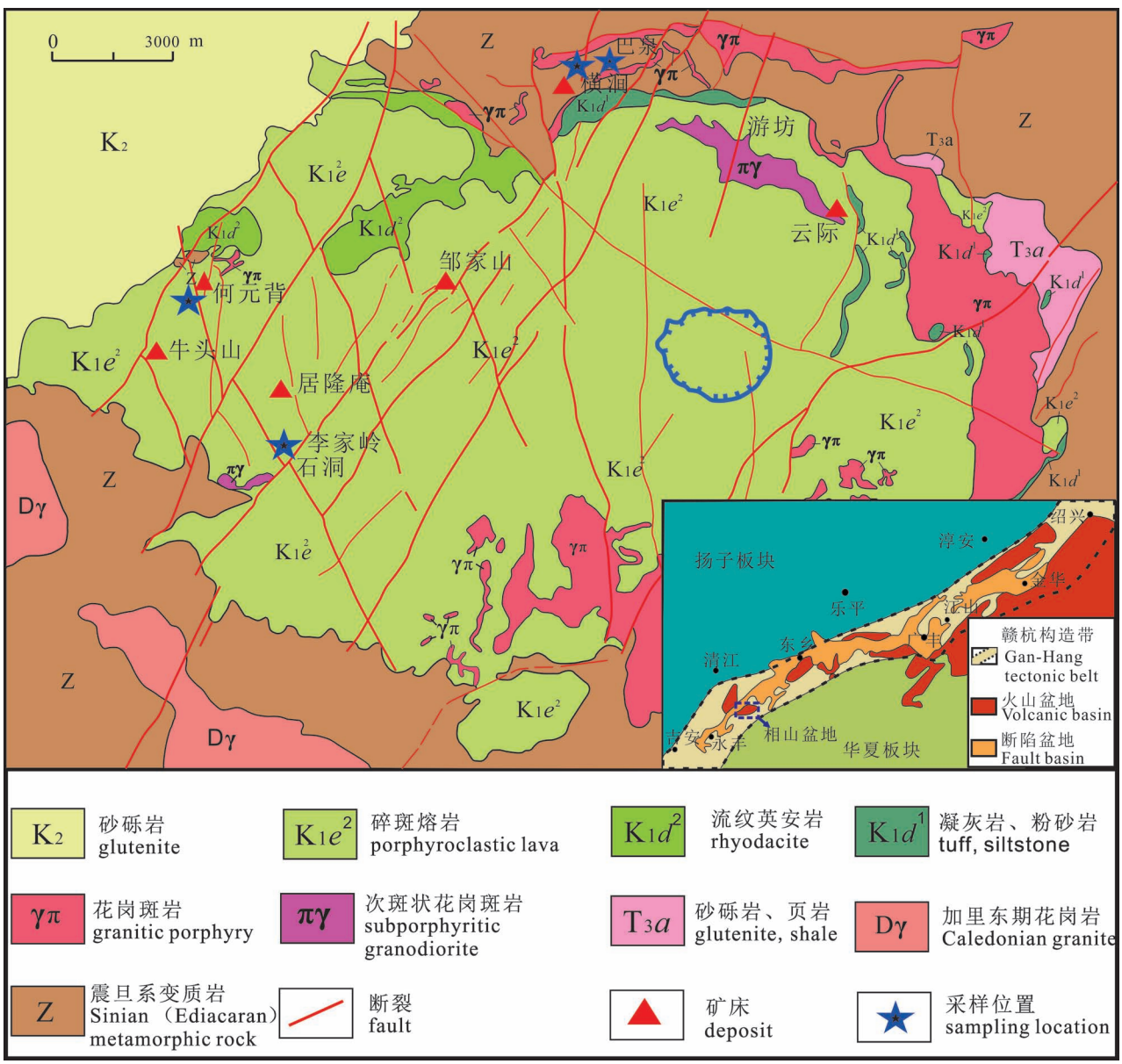


图 1 相山铀矿田火山—侵入杂岩体地质简图(据范洪海等, 2001a 修改)

Fig. 1 Geological sketch map of the volcanic—intrusive complex in the Xiangshan uranium ore-field (modified from Fan Honghai et al.,2001a&)

岩、粉砂岩夹流纹质晶屑凝岩、熔结凝灰岩,上层为流纹英安岩。鹅湖岭组下层为紫红色凝灰质粉砂岩、细砂岩及灰色凝灰岩、熔结凝灰岩,上层为碎斑熔岩,其中碎斑熔岩是构成相山火山—侵入杂岩的主体(图 1),在大量碎斑熔岩岩浆喷出后,火山口发生塌陷,形成一系列环状断裂,晚阶段的潜火山岩浆沿环状断裂上侵,形成环状花岗斑岩岩墙。基底地层主要为中元古代低绿片岩相—低角闪岩相的斜长角闪岩、石英角闪片岩和新元古代震旦纪由千枚岩、板岩和变质砂岩组成的浅变质岩系,盆地北西部被赣杭盆地白垩纪红层覆盖(薛振华等,1991)。

2　样品采集及描述

本研究选取了相山西部何元背地区 zk37 号钻孔中的上下两层碎斑熔岩和其间所夹的流纹英安岩,相山北部横涧地区 zk4-6Y 号钻孔、巴泉地区 zk5Y-6 号钻孔和相山西部李家岭地区 zk80-37 号钻孔中的花岗斑岩作为研究对象(图 1、图 2)。

2.1　碎斑熔岩和流纹英安岩

何元背地区 zk37 号钻孔剖面从上至下依次发育有碎斑熔岩(0~540 m)⟶流纹英安岩(540~720 m)⟶凝灰岩夹砂岩(720~735 m)⟶碎斑熔岩(735~779.5 m)(图 2a),显示了上下两段碎斑熔岩中间夹流纹英安岩的结构特征。本次研究对上下两段碎斑熔岩及中间所夹流纹英安岩进行了取样分析(图 2a)。

下层碎斑熔岩呈灰白色(图 3a),具有碎斑状结构,斑晶含量占全岩 60%左右,主要由钾长石、石英和黑云母等矿物碎斑构成。钾长石多呈自形—半自形,部分发生绢云母化蚀变(图 3b、c);石英多呈棱角状的不规则颗粒,多发育有碎裂纹,在一些石英斑晶周围还发育有由粒状石英构成的"珠边",显示了碎斑熔岩中所特有的"珠边"结构(图 3c);黑云母多呈他形片状,局部发生绿泥石化蚀变(图 3c)。基质约占全岩的 40%,主要由隐晶质的石英和长石组成。此外,还可见锆石、磷灰石、黄铁矿,独居石等。

上层碎斑熔岩呈灰白色,具有碎斑结构,班晶多发育有碎裂纹(图 3d—f),但与下层碎斑熔岩不同是,斑晶含量明显偏高(占全岩 70%左右),主要由钾长石和石英构成,仅在局部可见少量的黑云母斑晶,且斑晶的粒径(500~2000 μm)整体上大于下层碎斑熔岩中斑晶的粒径(200~1000 μm),其中钾长石斑晶多呈自形或半自形状,局部发生方解石化蚀变和绢云母化蚀变;石英斑晶呈棱角状的不规则颗

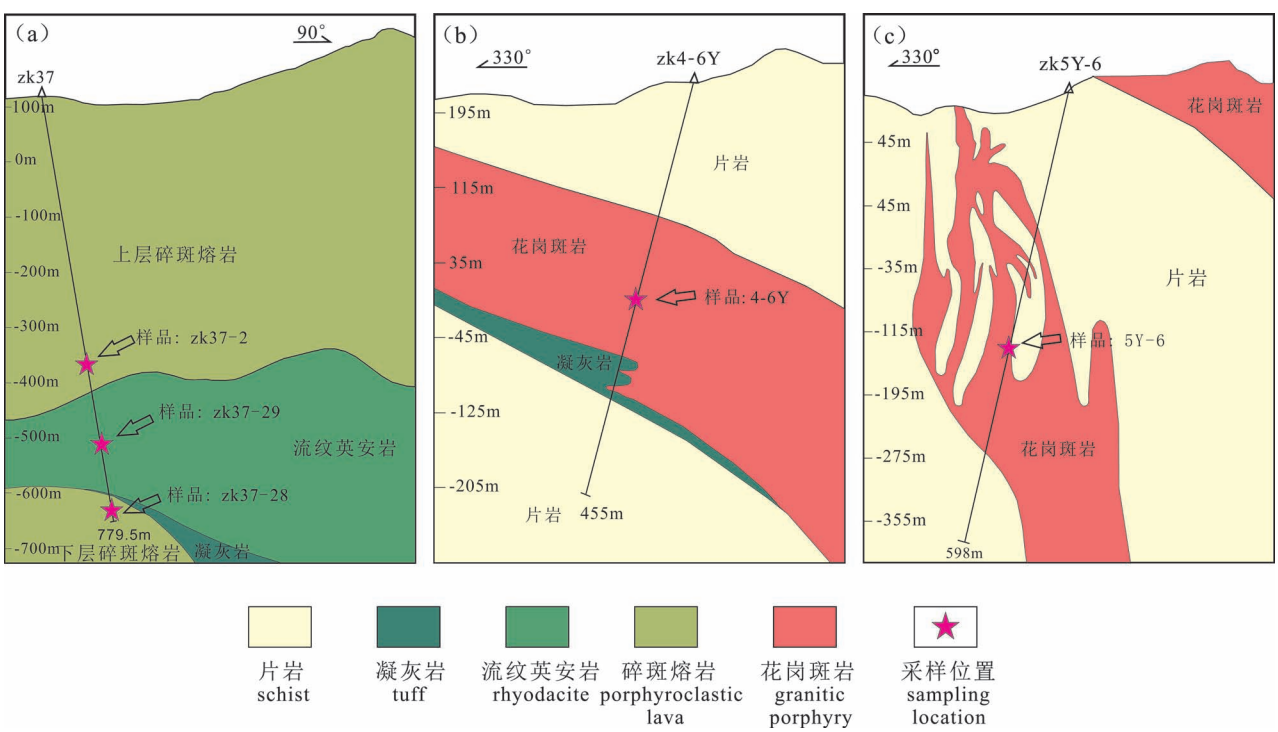


图 2 相山铀矿田钻孔剖面图及取样位置:(a) 相山西部河元背地区 zk37 钻孔;(b)相山北部横涧地区 zk4-6Y 钻孔;(c)相山北部巴泉地区 zk5Y-6 钻孔

Fig. 2 Some borehole sections and sample locations in the Xiangshan uranium ore-field: (a) No. zk37 borehole in Heyuanbei area; (b) No. zk4-6Y borehole in Hengjian area; (c) No. zk5Y-6 borehole in Baquan area

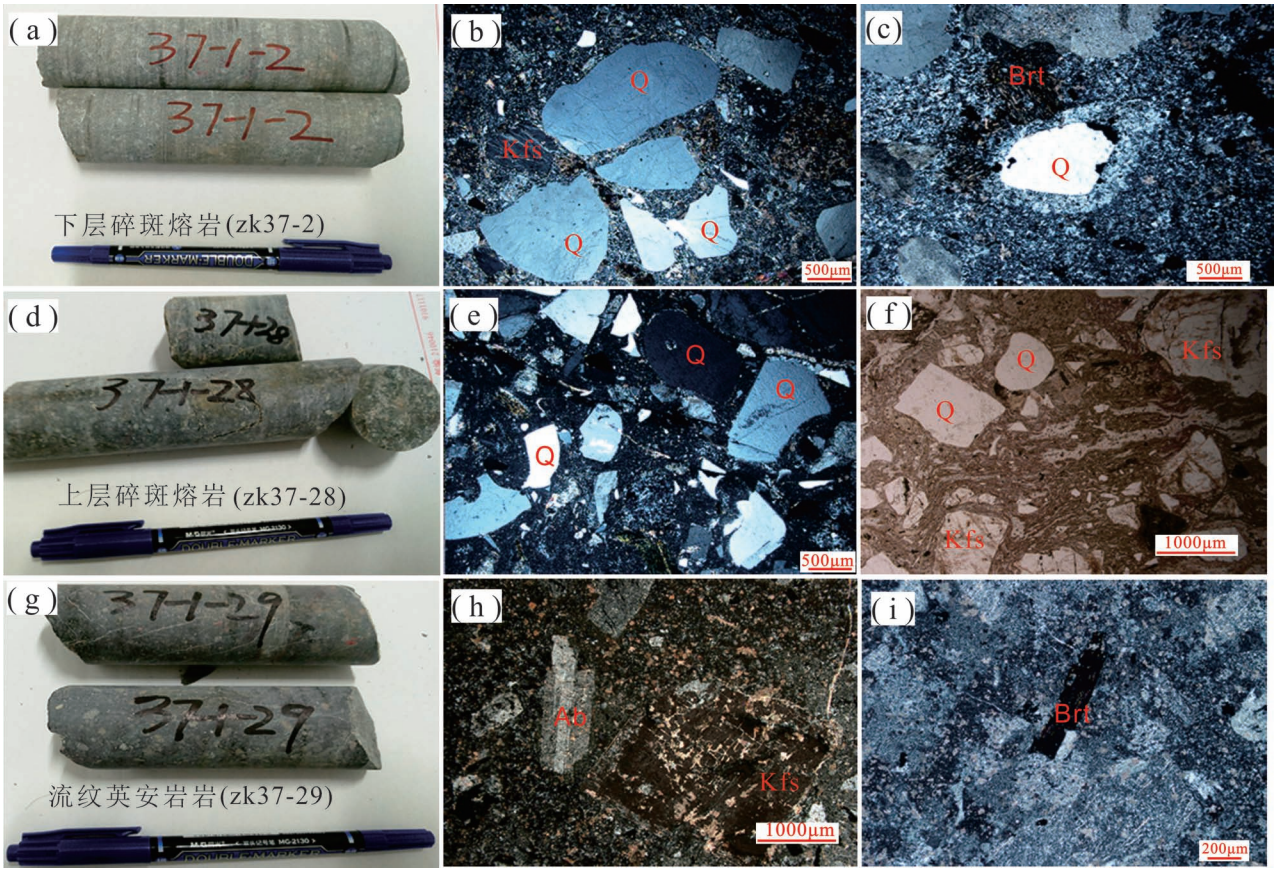


图 3 相山铀矿田河元背地区上层(a、b、c)、下层(d、e、f)碎斑熔岩和
流纹英安岩(g、h、i)岩芯样品的手标本及镜下照片

Fig. 3 Photos and microphotographs of rock core specimen from the lower layer of porphyroclastic lava (a, b, c), rhyodacite (d, e, f) and upper layer of porphyroclastic lava (g, h, i) in Heyuanbei area of the Xiangshan uranium ore-field

Q—石英; Brt—黑云母; Kfs—钾长石; Ab—钠长石

Q— quartz; Brt— biotite; Kfs— feldspar; Ab— albite

粒(图 3e);黑云母斑晶常呈弯曲状,部分发育绿泥石化蚀变。基质结晶程度低于下层碎斑熔岩,主要由玻璃质物质构成,镜下局部可见拉长状浆屑,显示较显著的显微流纹状构造(图 3f)。此外,还可见锆石、磷灰石,独居石等副矿物。

流纹英安岩呈灰黑色(图 3g),具斑状结构,斑晶含量约 40%~50%,主要包括斜长石、钾长石、少量石英和黑云母等,斜长石多呈半自形柱状,主要由钠长石构成,部分可见聚片双晶发育,多发生绢云母化蚀变(图 3h);钾长石多呈自形板状,多数钾长石斑晶的边部及中部发育了较强的绢云母化蚀变(图 3h);黑云母呈半自形片状,大部分发生绿泥石化蚀变(图 3i);与碎斑熔岩相比石英斑晶含量明显偏低,石英大多呈他形粒状,边缘常被溶蚀成港湾状。基质主要由玻璃质组成,常见副矿物为锆石、磷灰石,黄铁矿,部分锆石边缘见放射性晕圈。

2.2 花岗斑岩

花岗岩斑岩样品主要采自相山北部的横涧和巴泉地区以及西部的李家岭地区的钻孔(图 1)。其中,相山北部地区的花岗斑岩侵入于基底片岩中(图 2b 和 c),而西部李家岭地区的花岗斑岩则侵入于碎斑熔岩中。本文分别选取了出现于横涧 zk4-6Y 号钻孔中深度约 228 m、巴泉 zk5Y-6 号钻孔深度 354 m 和李家岭 zk80-37 号钻孔深度 1051 m 处的 3 个花岗岩斑岩岩芯样品进行分析。这些花岗斑岩样品多呈浅灰色,具有似斑状结构,斑晶主要由石英、长石矿物和黑云母构成,基质主要由显晶质的长石和石英颗粒构成,不同地区的花岗斑岩中斑晶矿物的构成存在差异。采自巴泉的花岗斑岩样品 5Y-6(图 4a)呈灰白色,斑晶多由自形—半自形柱状的钾

长石和他形粒状的石英构成,粒径约为 1~3 cm,其中钾长石斑晶多发育泥化及绢云母化蚀变,一些钾长石斑晶的边部还可见显微文象结构发育(图 4b 和 c);采自横涧的花岗斑岩样品 4-6Y(图 4d—f)的斑晶矿物主要由钠长石、石英和少量的钾长石构成,其中钠长石多发育泥化及绢云母化蚀变(图 4e),部分钾长石颗粒多被石英交代而发育较显著的显微文象结构(图 4f)。采自李家岭地区的花岗斑岩样品 80-37(图 4g—i)的斑晶矿物中除了长石和石英外,还含有少量黑云母,其中石英和长石斑晶较大,一般 0.5~2 cm,石英边缘局部可见港湾状溶蚀结构(图 4h),长石多发育泥化及绢云母化蚀变,黑云母斑晶多呈自形—半自形片状,多发育绢云母化蚀变(图 4i)。

4　分析方法

本研究对采自河元背 zk37-1 号钻孔中上下两段碎斑熔岩及流纹英安岩样品、以及上述三个花岗斑岩样品进行了锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析。

用于锆石年代学测试的碎斑熔岩、流纹英安岩和花岗斑岩样品首先经过破碎,经浮选和电磁选等方法处理后,通过淘洗挑选出单颗粒锆石。锆石样品的分离和挑选由天津市三叶虫技术服务有限公司完成。手工挑出晶形完好、透明度和色泽度好的锆石用环氧树脂固定于样品靶上,样品锆石靶表面经研磨至锆石晶体近中心截面并抛光,对靶上锆石进行镜下透射光、反射光照相,然后,在内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室扫描电子显微镜实验室完成锆石阴极发光(CL)照射图像分析,最后根据结果图像选择典型的岩浆锆石进行锆石 U-Pb 测年分析。

锆石 U-Pb 定年工作在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 LA-ICP-MS 在一天内(10 h 之内)测试完成,ICP-MS 型号为

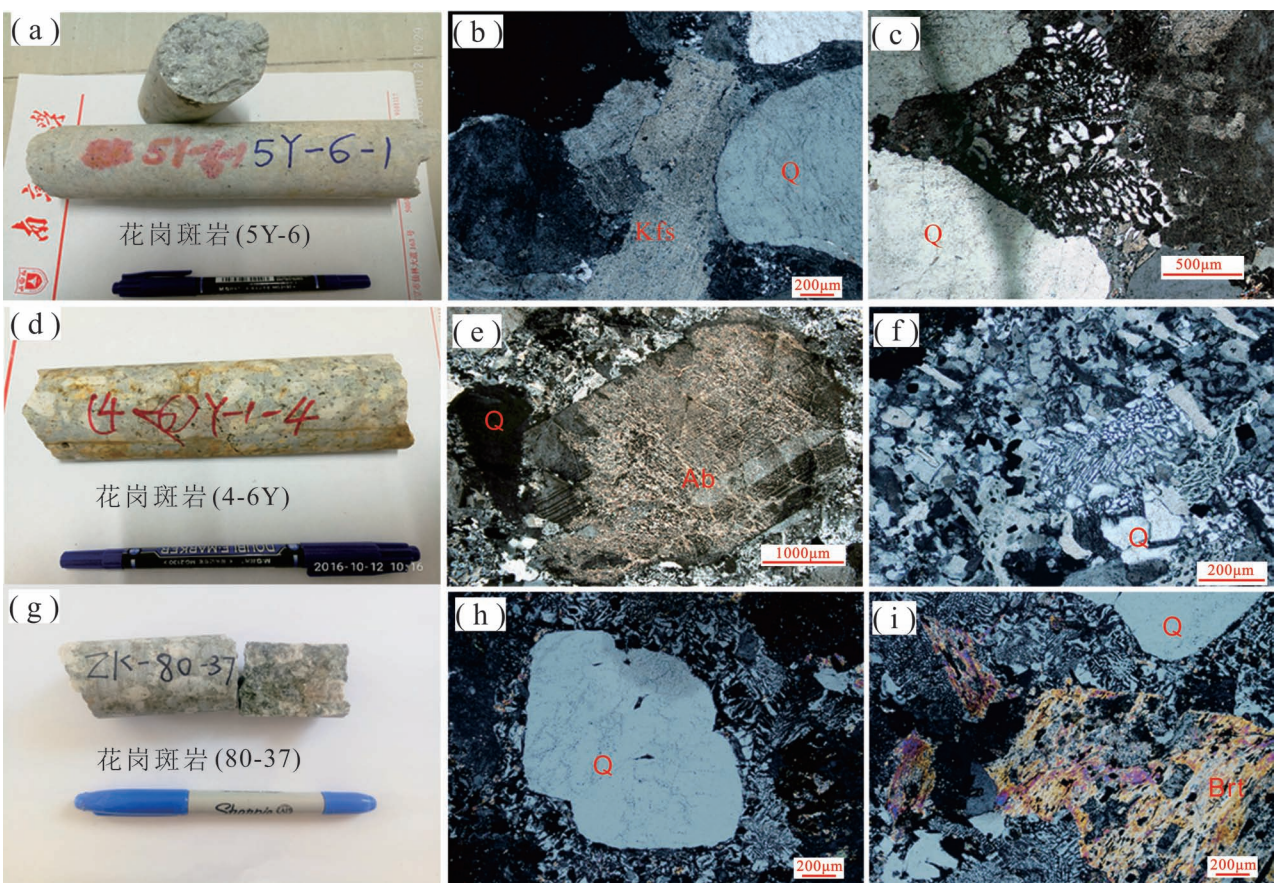


图 4 相山铀矿田巴泉(a、b、c)、横涧(d、e、f)和李家岭(g、h、i)地区花岗斑岩的岩芯样品的手标本及镜下照片

Fig. 4 Photos and photomicrographs of rock core specimen from Baquan (a, b, c), Hengjian (d, e, f) and Lijialin (g, h, i) areas in the Xiangshan uranium ore-field

Q—石英; Brt—黑云母; Kfs—钾长石; Ab—钠长石

Q— quartz; Brt— biotite; Kfs— feldspar; Ab— albite

Agilent 7500a 型，激光剥蚀系统为 New Wave 公司生产的 UP213 固体激光剥蚀系统。采用 He 气作为剥蚀物质的载气，通过直径 3 mm 的 PVC 管将剥蚀物质传送到 ICP-MS，并在进入 ICP-MS 之前与 Ar 气混合，形成混合气。质量分馏校正采用标样 GEMOC/GJ-1(608 Ma)。对每个待测未知年龄样品锆石测试 22~28 个点，分两轮测试完成，每轮测试 11~14 个分析点，中间加入 1 个已知年龄锆石样品 Mud Tank (735 Ma)分析点，每轮的开始和结束分别测试 GJ-1 标样 2 个分析点。仪器工作参数为：波长 213 nm，剥蚀孔径 30~40 μm，剥蚀时间 60 s，背景测量时间 40 s，激光脉冲重复频率 5 Hz，脉冲能量为 10~20 J/cm^2，采集^{206}Pb、^{207}Pb、^{208}Pb、^{232}Th 和^{238}U 的计数来测定年龄。实验原理和详细的测试方法见 Jackson 等 (2004)。ICP-MS 的分析数据通过即时分析软件 GLITTER(Van Achterbergh et al., 2001)计算获得同位素比值、年龄和误差。普通铅校正采用 Andersen(2002)的方法进行，校正后的结果用 Isoplot 程序(V.4.15)完成年龄计算和谐和图的绘制(Ludwig,2003)。

锆石原位 Lu-Hf 同位素分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成，仪器配置为配置 193 nm 激光剥蚀取样系统的 Neptune 多接收电感耦合等离子质谱仪(LA-MC-ICPMS)，激光束斑直径为 40 μm，激光脉冲宽度为 15 ns，采用 He 气做为剥蚀物质载气，详细分析流程见 Wu Fuyuan 等(2006)和 Xie Liewen 等 (2008)。每完成样品的 10 个测点就测试一次标样 91500 和 MT。本研究中的两个标样 91500 和 MT 的 $n(^{176}Hf)/n(^{177}Hf)$ 值分别是 0.282316±0.000030，0.282507±0.000050。$\varepsilon_{Hf}(t)$ 和模式年龄计算中，采用的^{176}Lu 衰变常数为 1.867×10^{-11}(Söderlund et al., 2004)，现今球粒陨石、亏损地幔的 $n(^{176}Lu)/n(^{177}Hf)$ 和 $n(^{176}Hf)/n(^{177}Hf)$ 分别为 0.0332 和 0.282772 (Blichert-Toft et al., 1997)，0.0384 和 0.28325 (Griffin et al., 2000)，两阶段模式年龄(T_{DM2}) 计算中采用平均地壳的 $n(^{176}Lu)/n(^{177}Hf)$ = 0.015 (Griffin et al., 2002)。

5 分析结果

5.1 锆石 U-Pb 年龄

从锆石的 CL 图像可以看出(图 5)，相山流纹英安岩、碎斑熔岩和花岗斑岩中的锆石多为无色透明、晶形较好、长柱状的晶体，多发育典型的岩浆震荡环带，少部分锆石的 CL 图像偏黑，从分析结果(表 1)可以看出，这几种岩石的锆石 Th/U 值变化不大，大多位于 0.2~1 之间，少数几个点的 Th/U 值大于 1，表明分析的锆石主要为岩浆成因(Belousova et al., 2002；Hoskin et al., 2000)。定年结果表明(表 1、图 6)，除少数锆石具有古老年龄外(见下述)，绝大部分样品中的测试点分析结果都较集中分布在谐和线上。

(1)下层碎斑熔岩(样品 zk37-2)一共测试 25 个分析点，其中 zk37-2-12、zk37-2-21、zk37-2-25 测点的结果偏离谐和线较远(图 6a 虚线圈)，加权平均年龄计算时，将以上三个测点排除；其余 22 个测点的 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 年龄在 127~132 Ma 之间，它们的加权平均年龄为 129.9±0.9 Ma(MSWD = 0.7)(图 6a)。

(2)上层碎斑熔岩(样品 zk37-28)一共测试 28 个点，其中有三颗锆石 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 谐和年龄分别为 527±8 Ma、527±8 Ma、518±9 Ma(表 1)，它们都无环带结构，整体都呈亮白色，可能为捕获于基底岩石中的残留锆石，此外，还发现两颗古老的锆石(测点号为 zk37-28-02 和 zk37-28-16)，年龄分别为 2152±29 Ma 和 2602±37 Ma(表 1)，这两颗锆石均呈椭圆状，具有环带结构，此年龄与相山基底变质岩中发现的 2.2~2.5 Ga 的碎屑锆石的年龄(Yu et al., 2017)相近，判断其可能是岩浆上侵过程中带入的深部基底岩石中的残留锆石；其余测点中，除测点 zk37-28-05、zk37-28-10、zk37-28-25 的^{207}Pb/^{235}测定值偏大予以排除(图 6b 中虚线圈)，剩余 21 个测点的 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 年龄在 132~142 Ma 之间，它们的加权平均年龄为 135.3±0.9 Ma(MSWD = 1.02)(图 6b)。

(3)流纹英安岩(样品 zk37-29)一共测试 24 个点，其中 zk37-29-07 测点的投影点偏离谐和线较远(图 6c 中虚线圈)，测点 zk37-29-05、zk37-29-23 的投影点虽然在谐和线上，但是偏离大多数测点，为离群值，加权平均年龄计算时，将其排除；其余 21 个测点的 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 年龄在 136~152 Ma 之间，它们的加权平均年龄为 139.7±1.0 Ma(MSWD = 1.7)(图 6c)。

(4)巴泉花岗斑岩(样品 5Y-6)一共测试 22 个点，其中测点 5Y-6-1、5Y-6-7、5Y-6-8、5Y-6-19 测点的投影点偏离谐和线较远(图 6d 中虚线圈)，测点 5Y-6-10、5Y-6-12、5Y-6-15 虽然在谐和线上，但是其 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 年龄偏离大多数测点，为离群值，



图 5 相山铀矿田火山—侵入杂岩样品中代表性锆石的 CL 图像和 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 年龄

Fig. 5 Representative zircon CL images and $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ ages of the volcanic—intrusive complex in the Xiangshan uranium ore-field

(a)河元背地区下层碎斑熔岩; (b)河元背地区上层碎斑熔岩; (c) 河元背地区流纹英安岩;(d)巴泉花岗斑岩; (e)横涧花岗斑岩; (f)李家岭花岗斑岩。图中实线圈为年龄分析点, 虚线圈为 Hf 同位素分析点,虚线圈中的数值代表测点的$\varepsilon_{Hf}(t)$值

(a), (b) and (c) show the samples from the lower layer of porphyroclastic lava, upper layer of porphyroclastic lava, and rhyodacite, respectively, in Heyuanbei area; (d), (e) and (f) show the samples of granitic porphyries in Baquan, Hengjian and Lijialin areas, respectively; the solid circles denote dating location; the dashed circles denote location of Hf isotope analysis, and the numbers inside dashed circles are values of $\varepsilon_{Hf}(t)$

加权平均年龄计算时,将这些测点排除,其余 15 个测点的 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 年龄在 144~162 Ma 之间,它们的加权平均年龄为 148.8±2.3 Ma(MSWD=2.2)(图 6d)。

(5)横涧花岗斑岩(样品 4-6Y)一共测试 24 个点,其中 4-6Y-1、4-6Y-7 两个测点的投影点偏离谐和线较远(图 6e 中虚线圈),加权平均年龄计算时,将其排除;其余 22 个测点的 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 年龄在 121~130 Ma 之间,它们的加权平均年龄为 125.35±0.99 Ma(MSWD=1.13)(图 6e)。

(6)李家岭花岗斑岩(样品 80-37)一共测试 27 个点,其中 80-37-02、80-37-05、80-37-09、80-37-22 四个测点的投影点偏离谐和线较远(图 6f 中虚线圈),加权平均年龄计算时,将其排除;其余 23 个测点的 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 年龄在 130~140 Ma 之间,它们的加权平均年龄为 134.4±1.3 Ma(MSWD=1.5)(图 6f)。

5.2 锆石 Hf 同位素

对上述 6 件定年样品进行了原位 Hf 同位素分析,分析结果见表 2。除少部分进行 Hf 同位素分析的锆石未进行 U-Pb 年龄测试外,对其 Hf 同位素模式年龄计算时采用分析点所在样品的加权平均年龄

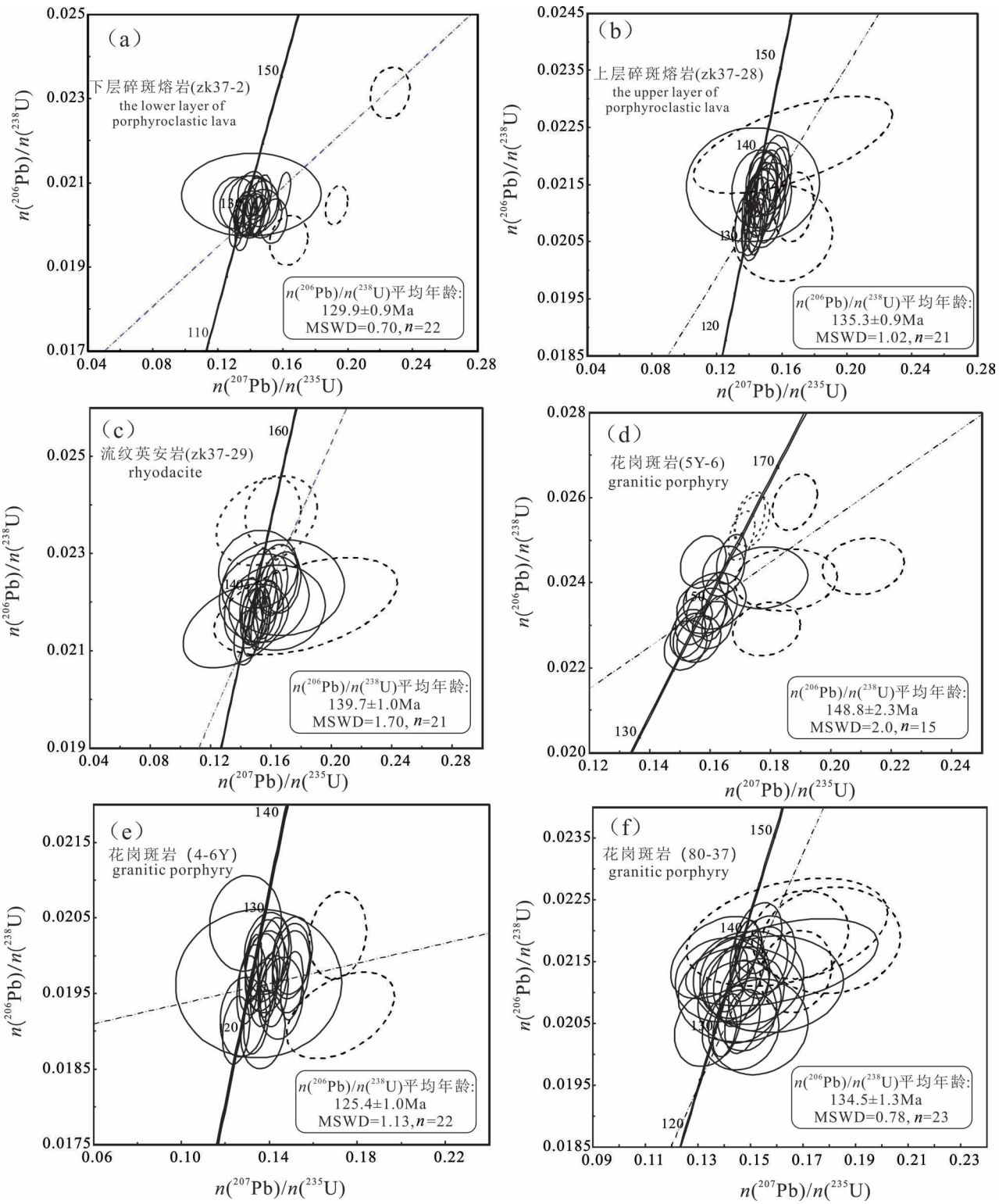


图 6 相山铀矿田火山—侵入杂岩中锆石的 $n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$ —$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$同位素年龄谐和图解

Fig. 6 Concordia diagram of $n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$ —$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ for zircons from the volcanic—intrusive complex in the Xiangshan uranium ore-field

(a)、(b)和(c)分别为河元背地区下层、上层碎斑熔岩和流纹英安岩;(d)、(e)和(f)分别为巴泉、横涧和李家岭花岗斑岩

(a), (b) and (c) show the samples from the lower layer of porphyroclastic lava, upper layer and rhyodacite of porphyroclastic lava, respectively, in Heyuanbei area; (d), (e) and (f) show the samples of granitic porphyries in Baquan, Hengjian and Lijialin areas, respectively

外,其余测点均位于定年锆石颗粒上与测年点结构相似的位置(图 5)。分析结果显示,所有测试分析的锆石的 $n(^{176}Lu)/n(^{177}Hf)$ 值都小于 0.0023,平均值为 0.00096,显示锆石形成之后具有极低的放射性成因 Hf 积累,表明锆石 Hf 同位素可以反映岩浆源区不同性质的源岩特征(Griffin et al., 2000, 2002)。

河元背 zk37-1 号钻孔中,下层碎斑熔岩中锆石的初始 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值变化范围在-6.9~-10.1 之间,单阶段 Hf 模式年龄(T_{DM1})介于 1045~1167 Ma 之间,两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM2})介于 1596~1796 Ma 之间;上层碎斑熔岩中锆石初始 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值变化范围在-8.8~-6.0 之间,单阶段模式年龄(T_{DM1})介于 1025~1131 Ma 之间,两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM2})介于 1543~1719 Ma 之间;流纹英安岩中锆石的初始 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值变化范围在-8.6~-4.9 之间,单阶段 Hf 模式年龄(T_{DM1})介于 981~1123 Ma 之间,两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM2})介于 1478~1707 Ma 之间。

横涧花岗斑岩(样品 4-6Y)的锆石初始 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值变化范围在-9.6~-5.5 之间,单阶段 Hf 模式年龄(T_{DM1})介于 990~1149 Ma 之间,两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM2})介于 1504~1764 Ma 之间;巴泉花岗斑岩(样品5Y-6)的锆石初始 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值变化范围在-10.6~-7.1之间,单阶段 Hf 模式年龄(T_{DM1})介于 1108~1215 Ma 之间,两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM2})介于 1623~1844 Ma 之间;李家岭花岗斑岩(样品 80-37)的锆石初始 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值变化范围在-10.1~-6.8之间,单阶段 Hf 模式年龄(T_{DM1})介于 1052~1164 Ma 之间,两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM1})介于 1597~1788 Ma 之间。

6　讨论

6.1　相山火山—侵入杂岩的年代学意义

6.1.1　相山岩浆活动的多期次性

相山火山—侵入杂岩体被认为形成于两次火山旋回,第一旋回相当于晚侏罗世打鼓顶组,呈裂隙式喷发,形成中酸性流纹英安岩;第二旋回相当于早白垩世鹅湖岭组,呈中心式喷发,形成一套酸性火山熔岩—碎斑熔岩。每个旋回的特点总体是由沉积到喷发再到喷溢式侵出,由此构成一个大的火山喷发旋回,每个火山喷发的晚期都发育潜火山—侵入岩(方锡珩等, 1982; 范洪海等, 2001a; 陈正乐等, 2013)。近年来也有很多学者运用高灵敏度高分辨率离子探针质(SHRIMP)和激光剥蚀—电感耦合等离子质谱(LA-ICP-MS)对相山几种火山—侵入岩进行了较系统的锆石 U-Pb 定年研究,结果并未发现晚侏罗世的火山岩及潜火山岩,而所有火山岩及潜火山岩均形成于早白垩世的约 142~132 Ma 期间,从而认为相山燕山期岩浆活动是发生在早白垩世的一次集中的而短暂的事件(何观生等,2009; Yang Shuiyuan et al.,2011,2010; 杨水源等,2012;杨庆坤等,2015)。与他们的研究结果相比,本次我们对相山地区多个深部钻孔不同类型的岩芯样品的锆石 U-Pb 定年结果显示它们成岩年龄范围较大。如前所述,本次研究的全部岩石样品的锆石 LA-ICP-MS 定年工作均是在同一分析测试条件下、在短时间内(10 h 之内)和前后有标样测定监控的情况下完成的,可排除先后分析的样品之间产生较大的系统分析误差;而且如图 6 所示,每个样品的锆石中绝大部分测试点和用于计算加权平均年龄的全部测试点集中分布在谐和曲线上很小的范围内,因此所获得的年龄结果是可靠的。我们所获得的年龄数据表明相山燕山期岩浆活动不仅仅只发生于早白垩世,也存在形成于晚侏罗世的岩浆岩。其中相山西部河元背地区发育的'下层碎斑熔岩—流纹英安岩—上层碎斑熔岩'的(图 2a)锆石 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ 年龄值分别为 129.9±0.3 Ma、139.7±1.0 Ma 和 135.3±0.9 Ma (图 6a、c 和 b),成岩年龄差别明显。从相山地区不同地区钻孔岩芯测得的花岗斑岩的锆石年龄变化也非常大,北部巴泉(样品5Y-6)和横涧(样品 4-6Y)花岗斑岩的锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分别为 148.8±2.3 Ma 和 125.4±1.0 Ma(图 6d 和 e),西部李家岭

表 1 相山火山—侵入杂岩中代表性样品的锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年龄测定结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotope dating results of the Xiangshan volcanic-intrusive complex

测点号	元素含量($\times10^{-6}$)			Th/U	同位素比值						同位素年龄(Ma)						谐和度(%)
	Pb*	Th	U		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	
下层碎斑熔岩(样品号 zk37-2)																	
ZK37-2-01	8.782	145.6	358.0	0.41	0.05173	0.00133	0.1476	0.0037	0.02070	0.00032	273	60	140	3	132	2	94
ZK37-2-02	3.720	101.4	140.2	0.72	0.05202	0.00239	0.1470	0.0066	0.02050	0.00036	286	108	139	6	131	2	94
ZK37-2-03	4.858	119.1	188.5	0.63	0.05037	0.00181	0.1432	0.0050	0.02062	0.00033	212	85	136	4	132	2	97
ZK37-2-04	3.898	93.91	153.7	0.61	0.04924	0.00206	0.1409	0.0058	0.02075	0.00035	159	97	134	5	132	2	99
ZK37-2-05	16.80	272.5	709.5	0.38	0.05170	0.00092	0.1443	0.0026	0.02024	0.00030	272	42	137	2	129	2	94
ZK37-2-06	7.199	200.8	281.7	0.71	0.04955	0.00138	0.1382	0.0038	0.02023	0.00032	174	67	131	3	129	2	98
ZK37-2-07	5.752	146.3	223.9	0.65	0.05571	0.00203	0.1543	0.0055	0.02009	0.00035	441	83	146	5	128	2	88
ZK37-2-08	19.21	339.2	764.4	0.44	0.05603	0.00093	0.1608	0.0027	0.02081	0.00030	454	38	151	2	133	2	88
ZK37-2-09	15.31	282.3	618.2	0.46	0.05001	0.00109	0.1427	0.0031	0.02069	0.00032	195	52	135	3	132	2	98
ZK37-2-10	14.02	165.6	609.0	0.27	0.04867	0.00123	0.1363	0.0034	0.02031	0.00032	132	61	130	3	130	2	100
ZK37-2-11	1.639	42.04	64.56	0.65	0.04938	0.00438	0.1393	0.0121	0.02047	0.00046	166	201	132	11	131	3	99
ZK37-2-12	7.789	181.5	307.1	0.59	0.06843	0.00166	0.1931	0.0045	0.02047	0.00031	882	51	179	4	131	2	73
ZK37-2-13	2.641	64.95	101.6	0.64	0.04913	0.00300	0.1394	0.0083	0.02059	0.00039	154	139	133	7	131	2	98
ZK37-2-14	8.613	188.5	357.9	0.53	0.04869	0.00121	0.1353	0.0033	0.02016	0.00031	133	60	129	3	129	2	100
ZK37-2-15	12.83	249.1	548.1	0.45	0.04783	0.00112	0.1314	0.0030	0.01992	0.00030	91	56	125	3	127	2	102
ZK37-2-16	14.02	267.2	584.7	0.46	0.05148	0.00101	0.1435	0.0028	0.02022	0.00030	262	46	136	2	129	2	95
ZK37-2-17	3.204	79.89	127.9	0.62	0.05044	0.00271	0.1409	0.0074	0.02026	0.00037	215	125	134	7	129	2	96
ZK37-2-18	13.86	282.5	595.0	0.47	0.04934	0.00107	0.1349	0.0029	0.01983	0.00029	164	52	128	3	127	2	99
ZK37-2-19	2.764	64.41	110.6	0.58	0.05269	0.00292	0.1472	0.0080	0.02027	0.00038	315	129	139	7	129	2	93
ZK37-2-20	0.649	22.61	24.09	0.94	0.04921	0.01004	0.1406	0.0284	0.02072	0.00065	158	367	134	25	132	4	99
ZK37-2-21	3.524	82.51	145.4	0.57	0.06049	0.00294	0.1637	0.0077	0.01963	0.00039	621	108	154	7	125	2	81
ZK37-2-22	6.921	168.5	285.9	0.59	0.04942	0.00171	0.1378	0.0046	0.02023	0.00033	168	82	131	4	129	2	98
ZK37-2-23	2.774	77.90	109.0	0.71	0.04611	0.00314	0.1305	0.0087	0.02053	0.00040	3	150	125	8	131	3	105
ZK37-2-24	7.633	146.5	320.8	0.46	0.05110	0.00156	0.1426	0.0042	0.02025	0.00033	245	72	135	4	129	2	96
ZK37-2-25	4.818	119.7	154.7	0.77	0.07086	0.00263	0.2259	0.0081	0.02314	0.00040	953	78	207	7	147	3	71
下层碎斑熔岩(样品号 zk37-28)																	
Z37-28-01	6.011	135.4	218.6	0.62	0.05229	0.00281	0.1535	0.0082	0.02128	0.00040	298	126	145	7	136	3	94
Z37-28-02	39.97	50.10	56.54	0.89	0.16655	0.00320	11.4198	0.2475	0.49733	0.00856	2523	33	2558	20	2602	37	102
Z37-28-03	41.55	56.63	441.0	0.13	0.06189	0.00141	0.7268	0.0176	0.08518	0.00134	670	50	555	10	527	8	95
Z37-28-04	10.20	233.2	375.9	0.62	0.05191	0.00187	0.1560	0.0057	0.02179	0.00038	281	84	147	5	139	2	95
Z37-28-05	8.922	117.1	219.3	0.53	0.05447	0.01326	0.1667	0.0404	0.02220	0.00056	391	464	157	35	142	4	90
Z37-28-06	24.16	127.3	198.6	0.64	0.08129	0.00211	0.9540	0.0255	0.08511	0.00141	1228	52	680	13	527	8	78

测点号	元素含量(×10⁻⁶)			Th/U	同位素比值						同位素年龄(Ma)						谐和度(%)
	Pb*	Th	U		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	
Z37-28-07	11.54	241.3	449.9	0.54	0.05209	0.00173	0.1510	0.0051	0.02103	0.00036	289	78	143	5	134	2	94
Z37-28-08	17.81	332.1	699.6	0.47	0.05070	0.00191	0.1487	0.0057	0.02128	0.00040	227	89	141	5	136	3	96
Z37-28-09	6.452	146.5	239.9	0.61	0.05087	0.00271	0.1515	0.0080	0.02160	0.00042	235	124	143	7	138	3	97
Z37-28-10	19.86	341.1	808.9	0.42	0.04927	0.00136	0.1411	0.0041	0.02077	0.00034	161	66	134	4	133	2	99
Z37-28-11	6.360	153.5	238.7	0.64	0.05757	0.00273	0.1676	0.0079	0.02111	0.00040	513	107	157	7	135	3	86
Z37-28-12	13.16	163.4	524.5	0.31	0.05313	0.00165	0.1584	0.0050	0.02162	0.00036	334	72	149	4	138	2	93
Z37-28-13	8.033	192.4	307.6	0.63	0.05029	0.00221	0.1469	0.0065	0.02118	0.00038	208	104	139	6	135	2	97
Z37-28-14	7.220	207.9	264.7	0.79	0.05120	0.00311	0.1489	0.0089	0.02109	0.00046	250	141	141	8	135	3	96
Z37-28-15	29.16	543.5	1185.1	0.46	0.05044	0.00106	0.1444	0.0033	0.02076	0.00033	215	50	137	3	132	2	96
Z37-28-16	44.79	95.15	82.61	1.15	0.15579	0.00255	8.5102	0.1616	0.39621	0.00628	2410	28	2287	17	2152	29	94
Z37-28-17	13.99	223.4	556.8	0.40	0.05102	0.00143	0.1511	0.0044	0.02148	0.00035	242	66	143	4	137	2	96
Z37-28-18	12.14	236.3	483.0	0.49	0.05021	0.00149	0.1461	0.0045	0.02110	0.00035	205	70	138	4	135	2	98
Z37-28-19	17.53	48.71	167.3	0.29	0.06429	0.00422	0.7414	0.0469	0.08365	0.00144	751	143	563	27	518	9	92
Z37-28-20	14.87	256.5	608.9	0.42	0.04768	0.00136	0.1369	0.0041	0.02082	0.00034	83	66	130	4	133	2	102
Z37-28-21	7.282	159.9	280.0	0.57	0.04968	0.00210	0.1474	0.0063	0.02151	0.00038	180	99	140	6	137	2	98
Z37-28-22	8.563	161.7	329.5	0.49	0.05105	0.00185	0.1516	0.0056	0.02154	0.00037	243	86	143	5	137	2	96
Z37-28-23	13.01	232.7	528.2	0.44	0.04977	0.00146	0.1419	0.0043	0.02068	0.00034	184	70	135	4	132	2	98
Z37-28-24	14.91	249.3	589.3	0.42	0.04904	0.00141	0.1450	0.0043	0.02145	0.00035	150	69	137	4	137	2	100
Z37-28-25	2.108	98.00	65.59	1.49	0.05633	0.00721	0.1603	0.0203	0.02064	0.00055	465	292	151	18	132	3	87
Z37-28-26	12.44	192.3	506.5	0.38	0.05008	0.00154	0.1439	0.0045	0.02084	0.00034	199	73	137	4	133	2	97
Z37-28-27	1.249	32.79	42.20	0.78	0.04792	0.00916	0.1421	0.0269	0.02150	0.00066	95	339	135	24	137	4	101
Z37-28-28	25.96	428.7	1034.0	0.41	0.04907	0.00119	0.1433	0.0037	0.02118	0.00034	151	58	136	3	135	2	99
Z37-28-29	3.518	105.4	121.7	0.87	0.04932	0.00378	0.1457	0.0110	0.02142	0.00045	163	174	138	10	137	3	99
流纹英安岩(样品号 zk37-29)																	
Z37-29-01	23.10	1020.1	697.5	1.46	0.04891	0.00179	0.1435	0.0053	0.02127	0.00037	144	86	136	5	136	2	100
Z37-29-02	4.425	99.70	161.5	0.62	0.04814	0.00344	0.1445	0.0102	0.02177	0.00047	106	160	137	9	139	3	101
Z37-29-03	8.988	129.8	353.9	0.37	0.04961	0.00186	0.1484	0.0057	0.02170	0.00038	177	89	140	5	138	2	99
Z37-29-04	4.877	108.7	174.2	0.62	0.05132	0.00304	0.1544	0.0091	0.02182	0.00043	255	137	146	8	139	3	95
Z37-29-05	2.284	47.93	69.82	0.69	0.04806	0.00687	0.1569	0.0221	0.02368	0.00061	102	282	148	19	151	4	102
Z37-29-06	2.476	56.80	66.32	0.86	0.06056	0.01339	0.1831	0.0401	0.02192	0.00066	624	459	171	34	140	4	82
Z37-29-07	14.35	217.6	542.5	0.40	0.05201	0.00177	0.1566	0.0055	0.02184	0.00039	286	80	148	5	139	2	94
Z37-29-08	1.760	47.08	59.86	0.79	0.05432	0.00700	0.1639	0.0209	0.02189	0.00058	384	291	154	18	140	4	91
Z37-29-09	6.698	140.3	232.5	0.60	0.05434	0.00255	0.1678	0.0079	0.02240	0.00042	385	108	158	7	143	3	91
Z37-29-10	1.426	39.74	46.55	0.85	0.05468	0.00874	0.1681	0.0266	0.02230	0.00065	399	344	158	23	142	4	90
Z37-29-11	17.81	348.7	635.6	0.55	0.05113	0.00145	0.1565	0.0047	0.02220	0.00038	247	67	148	4	142	2	96
Z37-29-12	23.26	257.6	930.7	0.28	0.05153	0.00131	0.1532	0.0042	0.02157	0.00037	265	60	145	4	138	2	95

测点号	元素含量(×10⁻⁶)			Th/U	同位素比值						同位素年龄(Ma)						谐和度(%)
	Pb*	Th	U		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	
Z37-29-13	12.05	451.9	351.2	1.29	0.05255	0.00196	0.1618	0.0062	0.02234	0.00041	309	87	152	5	142	3	93
Z37-29-14	23.40	997.7	666.1	1.50	0.05269	0.00128	0.1606	0.0042	0.02210	0.00037	315	57	151	4	141	2	93
Z37-29-15	2.264	65.19	73.91	0.88	0.04843	0.00557	0.1514	0.0173	0.02268	0.00053	120	243	143	15	145	3	101
Z37-29-16	1.897	45.79	64.53	0.71	0.05110	0.00651	0.1556	0.0196	0.02209	0.00060	245	281	147	17	141	4	96
Z37-29-17	3.984	82.48	112.7	0.73	0.04605	0.00782	0.1366	0.0229	0.02151	0.00057	255	299	130	20	137	4	105
Z37-29-18	18.24	183.1	728.2	0.25	0.05072	0.00144	0.1520	0.0046	0.02174	0.00038	228	67	144	4	139	2	97
Z37-29-19	9.503	219.4	328.9	0.67	0.04941	0.00176	0.1532	0.0056	0.02249	0.00040	167	85	145	5	143	3	99
Z37-29-20	7.115	273.0	210.9	1.29	0.05294	0.00295	0.1640	0.0091	0.02248	0.00047	326	130	154	8	143	3	93
Z37-29-21	18.70	313.3	713.0	0.44	0.04964	0.00134	0.1488	0.0042	0.02174	0.00037	178	64	141	4	139	2	99
Z37-29-22	17.33	271.1	682.5	0.40	0.05008	0.00142	0.1480	0.0044	0.02144	0.00036	199	67	140	4	137	2	98
Z37-29-23	3.392	75.84	110.2	0.69	0.04907	0.00372	0.1612	0.0122	0.02383	0.00049	151	172	152	11	152	3	100
Z37-29-24	20.59	274.7	799.2	0.34	0.04806	0.00124	0.1455	0.0040	0.02197	0.00036	102	61	138	4	140	2	101
花岗斑岩(样品号5Y-6)																	
5Y-6-01	3.839	121.2	133.5	0.91	0.05659	0.00239	0.1787	0.0074	0.02291	0.00042	476	96	167	6	146	3	87
5Y-6-02	5.908	133.5	222.7	0.60	0.04892	0.00152	0.1519	0.0046	0.02253	0.00038	144	74	144	4	144	2	100
5Y-6-03	13.57	186.8	492.1	0.38	0.04937	0.00095	0.1670	0.0032	0.02455	0.00039	165	46	157	3	156	2	99
5Y-6-04	6.423	147.1	232.8	0.63	0.04951	0.00142	0.1590	0.0045	0.02330	0.00038	172	69	150	4	148	2	99
5Y-6-05	4.166	78.95	153.8	0.51	0.04923	0.00207	0.1589	0.0066	0.02343	0.00042	159	98	150	6	149	3	99
5Y-6-06	7.876	139.8	302.2	0.46	0.04853	0.00124	0.1525	0.0039	0.02281	0.00037	125	61	144	3	145	2	101
5Y-6-07	2.270	90.70	69.95	1.30	0.05580	0.00344	0.1851	0.0112	0.02407	0.00048	444	141	172	10	153	3	89
5Y-6-08	22.16	269.7	772.1	0.35	0.04926	0.00097	0.1731	0.0034	0.02550	0.00042	160	47	162	3	162	3	100
5Y-6-09	7.429	181.6	254.9	0.71	0.04673	0.00150	0.1577	0.0050	0.02449	0.00041	35	69	149	4	156	3	105
5Y-6-10	11.01	158.8	370.3	0.43	0.05272	0.00141	0.1881	0.0049	0.02590	0.00044	317	62	175	4	165	3	94
5Y-6-11	7.980	131.2	300.4	0.44	0.04851	0.00128	0.1546	0.0040	0.02311	0.00037	124	63	146	4	147	2	101
5Y-6-12	10.26	136.3	355.3	0.38	0.04956	0.00107	0.1739	0.0037	0.02545	0.00040	174	52	163	3	162	3	99
5Y-6-13	2.891	100.8	92.77	1.09	0.05341	0.00298	0.1777	0.0096	0.02412	0.00048	346	130	166	8	154	3	93
5Y-6-14	7.351	98.48	267.5	0.37	0.04909	0.00140	0.1644	0.0046	0.02428	0.00039	152	68	155	4	155	2	100
5Y-6-15	27.45	487.3	931.3	0.52	0.04923	0.00085	0.1704	0.0029	0.02510	0.00039	159	41	160	3	160	2	100
5Y-6-16	16.69	150.9	635.0	0.24	0.04948	0.00089	0.1617	0.0029	0.02370	0.00037	171	43	152	3	151	2	99
5Y-6-17	8.197	141.7	309.3	0.46	0.04926	0.00142	0.1543	0.0043	0.02272	0.00037	160	69	146	4	145	2	99
5Y-6-18	6.485	134.7	234.8	0.57	0.05066	0.00144	0.1608	0.0045	0.02301	0.00037	225	67	151	4	147	2	97
5Y-6-19	3.000	102.2	89.23	1.15	0.06267	0.00274	0.2107	0.0090	0.02438	0.00044	697	95	194	8	155	3	80
5Y-6-20	31.78	307.2	1223.8	0.25	0.05051	0.00083	0.1613	0.0026	0.02316	0.00035	219	39	152	2	148	2	97
5Y-6-21	5.285	155.8	171.3	0.91	0.04968	0.00218	0.1615	0.0069	0.02358	0.00044	180	102	152	6	150	3	99
5Y-6-22	6.158	194.9	205.9	0.95	0.04997	0.00157	0.1562	0.0048	0.02267	0.00036	194	75	147	4	145	2	99

测点号	元素含量($\times10^{-6}$)			Th/U	同位素比值						同位素年龄(Ma)						谐和度(%)
	Pb*	Th	U		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	
花岗斑岩(样品号 4-6Y																	
4-6Y-01	3.396	85.25	131.0	0.65	0.06124	0.00313	0.1711	0.0086	0.02027	0.00038	648	113	160	7	129	2	81
4-6Y-02	21.92	376.4	951.7	0.40	0.05145	0.00100	0.1391	0.0029	0.01961	0.00028	261	46	132	3	125	2	95
4-6Y-03	8.722	165.8	378.3	0.44	0.05114	0.00148	0.1377	0.0041	0.01952	0.00030	247	68	131	4	125	2	95
4-6Y-04	2.175	58.42	86.63	0.67	0.04585	0.00388	0.1291	0.0108	0.02043	0.00042	-10	186	123	10	130	3	106
4-6Y-05	6.656	138.4	276.7	0.50	0.05136	0.00164	0.1418	0.0046	0.02002	0.00032	257	75	135	4	128	2	95
4-6Y-06	4.797	103.0	198.2	0.52	0.05460	0.00219	0.1505	0.0060	0.02000	0.00034	396	92	142	5	128	2	90
4-6Y-07	5.452	134.1	210.1	0.64	0.06507	0.00624	0.1723	0.0162	0.01921	0.00038	777	210	161	14	123	2	76
4-6Y-08	9.299	241.3	374.8	0.64	0.05497	0.00209	0.1499	0.0057	0.01979	0.00036	411	87	142	5	126	2	89
4-6Y-09	13.19	265.4	578.4	0.46	0.05079	0.00144	0.1343	0.0039	0.01918	0.00032	231	67	128	4	122	2	95
4-6Y-10	6.318	151.3	261.0	0.58	0.05022	0.00216	0.1380	0.0059	0.01993	0.00036	205	102	131	5	127	2	97
4-6Y-11	5.543	192.9	210.4	0.92	0.05450	0.00207	0.1497	0.0057	0.01993	0.00033	392	87	142	5	127	2	89
4-6Y-12	4.431	188.9	164.0	1.15	0.05228	0.00260	0.1371	0.0067	0.01902	0.00034	298	116	130	6	121	2	93
4-6Y-13	16.71	292.3	725.7	0.40	0.04853	0.00092	0.1326	0.0025	0.01983	0.00030	125	46	126	2	127	2	101
4-6Y-14	6.647	157.3	280.8	0.56	0.05275	0.00160	0.1421	0.0042	0.01953	0.00031	318	71	135	4	125	2	93
4-6Y-15	12.44	259.4	519.0	0.50	0.05549	0.00128	0.1501	0.0034	0.01961	0.00030	432	53	142	3	125	2	88
4-6Y-16	3.357	96.22	139.2	0.69	0.04841	0.00267	0.1281	0.0069	0.01919	0.00035	119	125	122	6	123	2	101
4-6Y-17	3.533	95.89	140.5	0.68	0.05042	0.00256	0.1392	0.0069	0.02003	0.00036	214	118	132	6	128	2	97
4-6Y-18	7.212	166.3	313.8	0.53	0.04766	0.00158	0.1249	0.0041	0.01901	0.00030	82	75	119	4	121	2	102
4-6Y-19	6.994	163.0	293.6	0.56	0.04876	0.00152	0.1323	0.0041	0.01968	0.00031	136	74	126	4	126	2	100
4-6Y-20	4.215	118.2	170.4	0.69	0.05425	0.00255	0.1454	0.0067	0.01944	0.00036	381	108	138	6	124	2	90
4-6Y-21	4.554	156.9	174.4	0.90	0.05087	0.00242	0.1388	0.0065	0.01979	0.00036	235	112	132	6	126	2	95
4-6Y-22	11.74	249.7	499.0	0.50	0.04824	0.00121	0.1300	0.0032	0.01955	0.00030	111	60	124	3	125	2	101
4-6Y-23	4.935	112.9	205.2	0.55	0.05015	0.00196	0.1368	0.0052	0.01978	0.00034	202	93	130	5	126	2	97
4-6Y-24	0.864	26.44	32.48	0.81	0.04994	0.00933	0.1352	0.0250	0.01963	0.00065	192	347	129	22	125	4	97
花岗斑岩(样品号 80-37)																	
80-37-01	5.400	139.9	182.1	0.77	0.04605	0.00393	0.1369	0.0113	0.02157	0.00044	423	188	130	10	138	3	106
80-37-02	3.357	75.89	116.0	0.65	0.05589	0.00404	0.1690	0.0121	0.02194	0.00047	448	166	159	11	140	3	88
80-37-03	14.62	255.7	566.0	0.45	0.04867	0.00141	0.1424	0.0043	0.02123	0.00036	132	69	135	4	135	2	100
80-37-04	10.10	252.9	353.8	0.71	0.05075	0.00189	0.1531	0.0058	0.02188	0.00038	229	88	145	5	140	2	97
80-37-05	2.567	58.69	80.48	0.73	0.05412	0.00848	0.1640	0.0253	0.02198	0.00058	376	337	154	22	140	4	91
80-37-06	2.162	56.44	74.53	0.76	0.05439	0.00615	0.1585	0.0178	0.02114	0.00052	387	258	149	16	135	3	91
80-37-07	13.59	239.9	535.9	0.45	0.05020	0.00152	0.1453	0.0046	0.02099	0.00036	204	72	138	4	134	2	97
80-37-08	27.91	475.3	1067.8	0.45	0.04952	0.00112	0.1477	0.0037	0.02164	0.00035	173	54	140	3	138	2	99

测点号	元素含量($\times10^{-6}$)			Th/U	同位素比值						同位素年龄(Ma)						谐和度(%)
	Pb*	Th	U		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		$n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$		$n(^{207}Pb)/n(^{235}U)$		$n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$		
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	
80-37-09	5.433	97.15	175.4	0.55	0.05465	0.00821	0.1620	0.0241	0.02149	0.00047	398	333	152	21	137	3	90
80-37-10	26.26	507.3	1057.4	0.48	0.05002	0.00118	0.1412	0.0036	0.02047	0.00034	196	56	134	3	131	2	98
80-37-11	2.629	61.71	97.33	0.63	0.05096	0.00477	0.1492	0.0138	0.02124	0.00050	239	214	141	12	135	3	96
80-37-12	5.365	127.6	195.7	0.65	0.04922	0.00302	0.1441	0.0088	0.02125	0.00044	158	140	137	8	136	3	99
80-37-13	6.198	124.2	228.5	0.54	0.05687	0.00311	0.1673	0.0090	0.02134	0.00044	486	124	157	8	136	3	87
80-37-14	6.660	146.4	254.1	0.58	0.05268	0.00243	0.1522	0.0070	0.02097	0.00039	315	108	144	6	134	2	93
80-37-15	6.241	167.2	232.4	0.72	0.05228	0.00259	0.1489	0.0074	0.02065	0.00039	298	116	141	7	132	2	94
80-37-16	5.501	118.8	208.5	0.57	0.04989	0.00268	0.1453	0.0078	0.02113	0.00040	190	124	138	7	135	3	98
80-37-17	8.975	206.3	332.4	0.62	0.05233	0.00204	0.1550	0.0061	0.02149	0.00038	300	91	146	5	137	2	94
80-37-18	13.98	275.4	531.9	0.52	0.05048	0.00144	0.1489	0.0044	0.02139	0.00035	217	68	141	4	136	2	96
80-37-19	6.943	176.0	251.4	0.70	0.05227	0.00252	0.1557	0.0075	0.02161	0.00042	297	113	147	7	138	3	94
80-37-20	3.585	110.7	126.7	0.87	0.04761	0.00404	0.1392	0.0117	0.02121	0.00045	80	190	132	10	135	3	102
80-37-21	3.701	88.79	139.4	0.64	0.05072	0.00368	0.1458	0.0105	0.02085	0.00044	228	166	138	9	133	3	96
80-37-22	2.436	77.13	81.75	0.94	0.05999	0.00589	0.1807	0.0174	0.02185	0.00057	603	221	169	15	139	4	82
80-37-23	4.023	131.0	149.4	0.88	0.05425	0.00452	0.1529	0.0125	0.02045	0.00051	381	191	144	11	130	3	90
80-37-24	4.568	116.1	171.8	0.68	0.05199	0.00346	0.1462	0.0096	0.02040	0.00043	285	154	139	8	130	3	94
80-37-25	5.386	129.5	211.6	0.61	0.04728	0.00279	0.1330	0.0078	0.02040	0.00039	63	130	127	7	130	2	102
80-37-27	14.83	283.5	597.1	0.47	0.05066	0.00552	0.1465	0.0158	0.02097	0.00051	225	245	139	14	134	3	96
80-37-26	2.305	61.31	87.82	0.70	0.05188	0.00153	0.1469	0.0044	0.02054	0.00034	280	69	139	4	131	2	94

注:误差为 1σ;Pb* 表示放射性成因铅。

表 2 相山火山-侵入杂岩中代表性样品的锆石的 Lu-Hf 同位素分析数据

Table 2 LA-MC-ICP-MS in situ analysis of zircon Hf isotopic composition of the Xiangshan volcanic-intrusive complex

点号	年龄(Ma)	$\frac{n(^{176}Yb)}{n(^{177}Hf)}$	$\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}$	$\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}$	2σ	$\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_i$	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	2σ	T_{DM1}(Ma)	2σ	T_{DM2}(Ma)	2σ	$f_{Lu/Hf}$
下层碎斑熔岩(样品号 zk37-2)														
ZK37-2-01	132	0.016520	0.000632	0.282474	0.000014	0.282473	−11.0	−8.1	0.5	1089	20	1672	20	−0.98
ZK37-2-02	131	0.026090	0.000987	0.282466	0.000015	0.282464	−11.3	−8.5	0.5	1111	22	1693	22	−0.97
ZK37-2-03	132	0.027867	0.001018	0.282471	0.000017	0.282468	−11.1	−8.3	0.6	1105	24	1682	24	−0.97
ZK37-2-04	132	0.022337	0.000829	0.282454	0.000017	0.282452	−11.7	−8.9	0.6	1124	23	1719	23	−0.98
ZK37-2-05	129	0.021364	0.000811	0.282455	0.000015	0.282453	−11.7	−8.9	0.5	1121	21	1718	21	−0.98
ZK37-2-06	129	0.022002	0.000839	0.282510	0.000013	0.282508	−9.7	−6.9	0.5	1045	19	1596	19	−0.97
ZK37-2-07	128	0.015318	0.000588	0.282477	0.000014	0.282475	−10.9	−8.1	0.5	1084	20	1668	20	−0.98
ZK37-2-08	132	0.026159	0.001010	0.282503	0.000017	0.282501	−10.0	−7.1	0.6	1059	24	1610	24	−0.97
ZK37-2-09	130	0.017258	0.000667	0.282489	0.000013	0.282488	−10.5	−7.6	0.4	1069	17	1640	17	−0.98

点号	年龄(Ma)	$\frac{n(^{176}Yb)}{n(^{177}Hf)}$	$\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}$	$\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}$	2σ	$\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_i$	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	2σ	T_{DM1}(Ma)	2σ	T_{DM2}(Ma)	2σ	$f_{Lu/Hf}$
ZK37-2-10	131	0.016139	0.000621	0.282460	0.000016	0.282459	−11.5	−8.6	0.6	1108	22	1703	22	−0.98
ZK37-2-11	131	0.017733	0.000674	0.282419	0.000014	0.282417	−13.0	−10.1	0.5	1167	19	1796	19	−0.98
ZK37-2-12	131	0.021425	0.000837	0.282503	0.000015	0.282501	−10.0	−7.1	0.5	1054	21	1609	21	−0.97
ZK37-2-13	129	0.025492	0.000958	0.282496	0.000016	0.282494	−10.2	−7.4	0.6	1068	23	1627	23	−0.97
ZK37-2-14	127	0.020622	0.000824	0.282456	0.000024	0.282454	−11.6	−8.9	0.8	1120	33	1716	33	−0.98
ZK37-2-15	129	0.020719	0.000804	0.282475	0.000016	0.282473	−11.0	−8.2	0.6	1093	22	1673	22	−0.98
上层碎斑熔岩(样品号 zk37-28)														
ZK37-28-01	136	0.017095	0.000677	0.282468	0.000018	0.282466	−11.2	−8.3	0.6	1099	24	1684	24	−0.98
ZK37-28-02	139	0.048596	0.001803	0.282516	0.000014	0.282511	−9.5	−6.6	0.5	1064	21	1582	21	−0.95
ZK37-28-03	135	0.019519	0.000772	0.282523	0.000017	0.282521	−9.3	−6.3	0.6	1025	24	1562	24	−0.98
ZK37-28-04	134	0.018123	0.000693	0.282474	0.000014	0.282473	−11.0	−8.1	0.5	1091	19	1671	19	−0.98
ZK37-28-05	136	0.021974	0.000860	0.282501	0.000028	0.282499	−10.0	−7.1	1.0	1058	40	1612	40	−0.97
ZK37-28-06	138	0.037288	0.001400	0.282533	0.000017	0.282529	−8.9	−6.0	0.6	1028	25	1543	25	−0.96
ZK37-28-07	135	0.029615	0.001109	0.282471	0.000015	0.282469	−11.1	−8.2	0.5	1107	21	1679	21	−0.97
ZK37-28-08	138	0.026750	0.001024	0.282452	0.000015	0.282450	−11.8	−8.8	0.5	1131	21	1719	21	−0.97
ZK37-28-09	135	0.030105	0.001131	0.282473	0.000015	0.282471	−11.0	−8.1	0.5	1105	21	1675	21	−0.97
ZK37-28-10	132	0.019168	0.000741	0.282461	0.000015	0.282459	−11.5	−8.6	0.5	1111	21	1703	21	−0.98
ZK37-28-11	135	0.020573	0.000818	0.282492	0.000016	0.282490	−10.4	−7.4	0.6	1069	22	1631	22	−0.98
ZK37-28-12	137	0.021664	0.000838	0.282477	0.000014	0.282475	−10.9	−7.9	0.5	1090	19	1663	19	−0.97
ZK37-28-13	135	0.029869	0.001137	0.282472	0.000015	0.282469	−11.1	−8.2	0.5	1106	22	1677	22	−0.97
ZK37-28-14	135	0.021239	0.000810	0.282460	0.000012	0.282458	−11.5	−8.6	0.4	1114	17	1703	17	−0.98
ZK37-28-15	133	0.018726	0.000737	0.282459	0.000013	0.282457	−11.5	−8.7	0.5	1114	18	1707	18	−0.98
流纹英安岩(样品号 zk37-29)														
zk37-29-01	136	0.058391	0.001861	0.282546	0.000019	0.282541	−8.5	−5.6	0.7	1023	27	1518	27	−0.94
zk37-29-02	138	0.026335	0.000914	0.282507	0.000016	0.282505	−9.8	−6.9	0.6	1051	23	1598	23	−0.97
zk37-29-03	139	0.017004	0.000595	0.282493	0.000015	0.282492	−10.3	−7.3	0.5	1061	21	1625	21	−0.98
zk37-29-04	139	0.020837	0.000726	0.282476	0.000016	0.282474	−10.9	−7.9	0.6	1090	22	1665	22	−0.98
zk37-29-05	140	0.032541	0.001107	0.282560	0.000021	0.282558	−7.9	−4.9	0.8	981	30	1478	30	−0.97
zk37-29-06	139	0.017553	0.000601	0.282522	0.000018	0.282520	−9.3	−6.3	0.6	1022	25	1562	25	−0.98
zk37-29-07	140	0.026884	0.000930	0.282538	0.000019	0.282535	−8.8	−5.7	0.7	1009	26	1528	26	−0.97
zk37-29-08	139	0.024439	0.000863	0.282498	0.000016	0.282495	−10.2	−7.2	0.6	1063	23	1617	23	−0.97
zk37-29-09	142	0.027611	0.000992	0.282520	0.000018	0.282517	−9.4	−6.3	0.6	1036	25	1567	25	−0.97
zk37-29-10	141	0.068768	0.002252	0.282530	0.000019	0.282524	−9.0	−6.1	0.7	1056	27	1552	27	−0.93
zk37-29-11	141	0.027014	0.000944	0.282537	0.000022	0.282535	−8.8	−5.7	0.8	1010	31	1529	31	−0.97
zk37-29-12	139	0.028738	0.000988	0.282458	0.000016	0.282455	−11.6	−8.6	0.6	1123	23	1707	23	−0.97
zk37-29-13	143	0.044610	0.001520	0.282484	0.000016	0.282480	−10.6	−7.6	0.6	1101	23	1649	23	−0.95

点号	年龄(Ma)	$\frac{n(^{176}Yb)}{n(^{177}Hf)}$	$\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}$	$\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}$	2σ	$\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_i$	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	2σ	T_{DM1}(Ma)	2σ	T_{DM2}(Ma)	2σ	$f_{Lu/Hf}$
zk37-29-14	137	0.029203	0.001035	0.282539	0.000014	0.282536	−8.7	−5.7	0.5	1009	20	1527	20	−0.97
zk37-29-15	139	0.021260	0.000770	0.282497	0.000018	0.282495	−10.2	−7.2	0.6	1061	25	1617	25	−0.98
花岗斑岩(样品号 5Y-6)														
5Y-6-01	146	0.037666	0.001364	0.282451	0.000013	0.282447	−11.8	−8.7	0.5	1143	19	1720	19	−0.96
5Y-6-02	151	0.029078	0.001075	0.282452	0.000012	0.282449	−11.8	−8.5	0.4	1133	16	1714	16	−0.97
5Y-6-03	156	0.046268	0.001685	0.282472	0.000019	0.282467	−11.1	−7.8	0.7	1123	27	1670	27	−0.95
5Y-6-04	148	0.027187	0.000990	0.282427	0.000014	0.282424	−12.7	−9.5	0.5	1166	20	1771	20	−0.97
5Y-6-05	149	0.040632	0.001477	0.282439	0.000014	0.282435	−12.2	−9.1	0.5	1164	19	1746	19	−0.96
5Y-6-06	150	0.028430	0.001067	0.282394	0.000015	0.282391	−13.8	−10.6	0.5	1215	20	1844	20	−0.97
5Y-6-07	156	0.044556	0.001612	0.282426	0.000013	0.282421	−12.7	−9.4	0.5	1187	18	1773	18	−0.95
5Y-6-08	165	0.024610	0.000933	0.282429	0.000014	0.282426	−12.6	−9.0	0.5	1161	19	1756	19	−0.97
5Y-6-09	147	0.033917	0.001229	0.282460	0.000013	0.282456	−11.5	−8.4	0.4	1127	18	1699	18	−0.96
5Y-6-10	150	0.022193	0.000847	0.282432	0.000013	0.282429	−12.5	−9.2	0.5	1155	18	1758	18	−0.97
5Y-6-11	150	0.036960	0.001376	0.282454	0.000013	0.282450	−11.7	−8.5	0.5	1139	19	1711	19	−0.96
5Y-6-12	150	0.032253	0.001099	0.282465	0.000013	0.282462	−11.3	−8.1	0.4	1116	18	1685	18	−0.97
5Y-6-13	155	0.032419	0.001216	0.282447	0.000013	0.282443	−12.0	−8.7	0.5	1145	18	1724	18	−0.96
5Y-6-14	147	0.029183	0.001114	0.282456	0.000014	0.282453	−11.6	−8.5	0.5	1129	19	1708	19	−0.97
5Y-6-15	150	0.064639	0.002370	0.282497	0.000016	0.282490	−10.2	−7.1	0.6	1108	23	1623	23	−0.93
花岗斑岩(样品号 4-6Y)														
4-6Y-01	131	0.017625	0.000674	0.282501	0.000017	0.282500	−10.0	−7.2	0.6	1052	24	1612	24	−0.98
4-6Y-02	129	0.024317	0.000925	0.282551	0.000020	0.282549	−8.3	−5.5	0.7	990	28	1504	28	−0.97
4-6Y-03	125	0.017772	0.000665	0.282451	0.000014	0.282449	−11.8	−9.1	0.5	1123	20	1729	20	−0.98
4-6Y-04	135	0.017632	0.000668	0.282514	0.000020	0.282513	−9.6	−6.6	0.7	1034	28	1581	28	−0.98
4-6Y-05	125	0.017921	0.000693	0.282501	0.000018	0.282499	−10.0	−7.3	0.6	1054	25	1617	25	−0.98
4-6Y-06	125	0.016443	0.000618	0.282471	0.000015	0.282469	−11.1	−8.4	0.5	1093	20	1684	20	−0.98
4-6Y-07	125	0.018030	0.000680	0.282457	0.000015	0.282455	−11.6	−8.9	0.5	1115	21	1716	21	−0.98
4-6Y-08	125	0.026230	0.000992	0.282439	0.000016	0.282436	−12.2	−9.6	0.6	1149	23	1757	23	−0.97
4-6Y-09	125	0.013685	0.000524	0.282478	0.000015	0.282477	−10.8	−8.1	0.5	1080	20	1666	20	−0.98
4-6Y-10	123	0.032508	0.001202	0.282484	0.000015	0.282481	−10.6	−8.0	0.5	1092	21	1658	21	−0.96
4-6Y-11	125	0.023719	0.000825	0.282505	0.000017	0.282503	−9.9	−7.2	0.6	1051	23	1608	23	−0.98
4-6Y-12	121	0.030100	0.001103	0.282461	0.000017	0.282459	−11.5	−8.9	0.6	1121	23	1710	23	−0.97
4-6Y-13	126	0.020064	0.000773	0.282435	0.000016	0.282433	−12.4	−9.6	0.6	1148	22	1764	22	−0.98
4-6Y-14	126	0.019743	0.000756	0.282465	0.000013	0.282463	−11.3	−8.6	0.5	1105	19	1697	19	−0.98
4-6Y-15	125	0.017104	0.000665	0.282491	0.000015	0.282489	−10.4	−7.7	0.5	1067	21	1639	21	−0.98
花岗斑岩(样品号 80-37)														
80-37-01	135	0.017663	0.000674	0.282486	0.000015	0.282484	−10.6	−7.6	0.5	1074	21	1645	21	−0.98
80-37-02	140	0.023316	0.000860	0.282479	0.000017	0.282477	−10.8	−7.8	0.6	1088	23	1657	23	−0.97

点号	年龄(Ma)	$\frac{n(^{176}Yb)}{n(^{177}Hf)}$	$\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}$	$\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}$	2σ	$\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_i$	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	2σ	T_{DM1}(Ma)	2σ	T_{DM2}(Ma)	2σ	$f_{Lu/Hf}$
80-37-03	140	0.018104	0.000676	0.282463	0.000015	0.282461	−11.4	−8.4	0.5	1106	21	1693	21	−0.98
80-37-04	134	0.019344	0.000747	0.282448	0.000013	0.282446	−11.9	−9.0	0.5	1129	18	1729	18	−0.98
80-37-05	135	0.024379	0.000914	0.282483	0.000018	0.282480	−10.7	−7.8	0.6	1086	26	1653	26	−0.97
80-37-06	137	0.030290	0.001131	0.282498	0.000016	0.282495	−10.2	−7.2	0.6	1070	23	1619	23	−0.97
80-37-07	135	0.022355	0.000834	0.282443	0.000017	0.282441	−12.1	−9.2	0.6	1139	23	1741	23	−0.97
80-37-08	136	0.019792	0.000762	0.282503	0.000013	0.282501	−10.0	−7.0	0.5	1052	18	1606	18	−0.98
80-37-09	136	0.026149	0.000979	0.282503	0.000017	0.282501	−10.0	−7.0	0.6	1058	24	1607	24	−0.97
80-37-10	132	0.020576	0.000773	0.282469	0.000016	0.282467	−11.2	−8.3	0.5	1101	22	1685	22	−0.98
80-37-11	135	0.018389	0.000710	0.282457	0.000016	0.282455	−11.6	−8.7	0.6	1116	22	1709	22	−0.98
80-37-12	138	0.024324	0.000893	0.282459	0.000016	0.282457	−11.5	−8.5	0.6	1117	22	1703	22	−0.97
80-37-13	135	0.019845	0.000764	0.282480	0.000016	0.282478	−10.8	−7.9	0.6	1085	22	1659	22	−0.98
80-37-14	133	0.018670	0.000711	0.282422	0.000013	0.282420	−12.8	−10.0	0.5	1164	19	1788	19	−0.98
80-37-15	139	0.027313	0.001003	0.282507	0.000016	0.282505	−9.8	−6.8	0.6	1053	23	1597	23	−0.97

注:① 样品点号与年龄表中编号一致;②$\varepsilon_{Hf}(t)$、T_{DM1}和T_{DM2}值依据每个测点的锆石 U-Pb 年龄计算而得,具体计算公式如下:

$$\varepsilon_{Hf}(t)=10000\cdot\left\{\frac{\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_S-\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_S\cdot(e^{\lambda t}-1)}{\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_{CHUR,0}-\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{CHUR}\cdot(e^{\lambda t}-1)}-1\right\};\quad T_{DM1}=\frac{1}{\lambda}\cdot\ln\left\{1+\frac{\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_S-\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_{DM}}{\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_S-\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{DM}}\right\};\quad T_{DM2}=T_{DM1}-(T_{DM1}-t)\cdot\frac{f_{CC}-f_S}{f_{CC}-f_{DM}};\ f_{Lu/Hf}=\frac{\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_S}{\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{CHUR}}-1;$$

其中:$\lambda(^{176}Lu)=1.867\times10^{-11}/a$(Söderlund et al., 2004);$\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_S$和$\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_S$为样品测量值;$\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{CHUR}=0.0332$,$\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_{CHUR,0}=0.282772$(Blichert-Toft et al., 1997);$\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{DM}=0.0384$,$\left[\frac{n(^{176}Hf)}{n(^{177}Hf)}\right]_{DM}=0.28325$(Griffin et al., 2000);$\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{平均地壳}=0.015$;$f_{CC}=\frac{\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{平均地壳}}{\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{CHUR}}-1$;$f_S=f_{Lu/Hf}$;$f_{DM}=\frac{\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{DM}}{\left[\frac{n(^{176}Lu)}{n(^{177}Hf)}\right]_{CHUR}}-1$;$t$为锆石结晶年龄。

花岗斑岩(样品 80-37)的年龄值为 134.5±1.3 Ma(图 6f)。这些年代学数据的获得暗示相山燕山期的岩浆火山活动可能并非一次集中的而短暂的事件,而是具有多期次和多阶段作用的特征。

前人认为如意亭剖面最底部的熔结凝灰岩代表了相山燕山期岩浆活动的开始时间,杨水源等(2013)根据其 U-Pb 定年结果(137.3±0.9 Ma),认为相山燕山期岩浆活动开始于早白垩世,而本研究在相山北部巴泉 zk5Y-6 钻孔中发现的 148.8±2.3 Ma 的花岗斑岩明显早于该熔结凝灰岩形成的时代,表明相山燕山期岩浆活动开始于晚侏罗世,早于前人认为的早白垩世(Yang Shuiyuan et al., 2010, 2011;杨水源等,2012,2013)。其次,在相山北部巴泉 zk5Y-6 钻孔的花岗斑岩中测得的 125.4±1 Ma 年龄明显低于其他样品的年龄,也低于前人报导的 133~136 Ma 的花岗斑岩的年龄,表明相山地区燕山期岩浆活动的时代延续到了距今 125 Ma 左右。此外,前人应用锆石原位 U-Pb 定年技术厘定的流纹英安岩/流纹英安斑岩和碎斑熔岩形成年龄分别集中在 135~141 Ma 和 132~136 Ma 两个年龄区间(Yang Shuiyuan et al.,2010,2011; 杨水源等, 2012, 2013;陈正乐等,2013;杨庆坤等,2015),与本研究在河元背 zk37 钻孔岩芯样品中的测得的流纹英安岩(139.7 Ma)和上层碎斑熔岩(135.3 Ma)的年龄值一致,但在钻孔中发现的下层碎斑熔岩的年龄(129.9 Ma)晚于上层碎斑熔岩和流纹英安岩及前人报导的本地区该类型火山岩的年龄。本次研究显示,巴泉花岗斑岩年龄与凝灰岩年龄相差 10 Ma,暗示在早白垩世大规模的火山岩浆喷溢作用发生之前,相山地区的燕山期岩浆活动已经开始;而凝灰岩、流纹英安岩、碎斑熔岩、晚期花岗斑岩年龄都连续分布且前后相差约 15 Ma,则暗示相山的火山—潜火山岩浆作用持续了较长的时间。因此,上述结果表明该地区存在多期次的岩浆活动,而非前人认为的相山燕山期岩浆活动是一次集中的而短暂的事件(Yang Shuiyuan et al., 2010, 2011; 杨水源等, 2012, 2013)。

6.1.2 河元背火山岩“上老下新”的特征及其意义

本文获得的河元背剖面中下部流纹英安岩(139.7 Ma)和上层碎斑熔岩(135.3 Ma)的成岩年龄与前人报导的这两类岩石的成岩年龄在误差范围内一致,表明他们呈现了正常的火山喷出岩的分布特征,即相对晚期的熔岩(上层碎斑熔岩)发育在较早喷发的熔岩(流纹英安岩)之上。但本文获得的下层碎斑熔岩的成岩年龄(129.9 Ma)明显小于其上部发育的两层火山熔岩的年龄,整体上却呈现了比较的特殊的“上老下新”的火山岩分布模式。火山岩地层“倒置”的现象常见的解释是地层发生倒转所致,如逆断层的发育,可使原来处于下部老的火山岩被推覆到上部年轻的火山岩之上形成“上老下新”的地层倒置现象。尽管河元背地区内发育有多组断裂,如 NE 向的邹-石断裂及 SN 向次级断层,但它们均属于正断层(邵飞等,2013;张万良,2014),且下层碎斑熔岩与上部的火山岩之间并不是断层接触关系(图 2a),因此,相山河元背地区火山岩地层“倒置”的现象并非地层重置或倒转所致。张明民等(2010)在研究新疆东北部三塘湖盆地中火山岩地层的年龄时,也发现了类似的“上老下新”的现象,作者在低层位火山岩(306 Ma)中测得许多与高层位火山岩(331~343 Ma)中年龄一致的老的锆石年龄,故认为高层位的火山岩的老锆石年龄并不代表其真实的结晶年龄,而认为二者是同一期火山喷发作用(306 Ma)的产物,只是上层火山岩捕获了大量岩浆喷发前早期结晶的锆石所致。本研究区下层碎斑熔岩中的锆石年龄虽然与上层碎斑熔岩的年龄只相差约 5 Ma,但所测的锆石年龄均非常谐和(图 6a 和 b),特别是在下层碎斑熔岩中并未发现类似上层碎斑熔岩的较老年龄(约 135 Ma)的锆石,故无法用捕获岩浆早期结晶锆石来解释上层碎斑熔岩锆石年龄老的现象,所获得的上(135 Ma)、下(130 Ma)两层碎斑熔岩的锆石年龄应代表它们各自的成岩年龄。虽然前人用高精度锆石定年法(SHIRMP 或 LA-ICPMS)在相山地区还未测得约 130 Ma 年龄的火山岩或潜火山岩,并认为该地区的火山岩浆作用结束于约 132 Ma (Yang Shuiyuan et al., 2011, 2010)。但在河元背深部剖面中,下层碎斑熔岩与流纹英安岩之间发育有一层厚度不等的火山凝灰岩(图 2a),说明上部发育的火山岩(上层碎斑熔岩和流纹英安岩)与下层碎斑熔岩是不同期的,同时本研究在相山北部横涧花岗斑岩中获得的约 125 Ma 的成岩年龄,指示该地区在 132 Ma 之后的岩浆活动仍然存在,因此相山地区在 130 Ma 左右的岩浆作用形成下层碎斑熔岩是可能的。

从岩石结构上看,上下层碎斑熔岩均具有非常典型的碎斑结构,下层碎斑熔岩的斑晶组成与上层碎斑熔岩相似,下层碎斑熔岩的基质虽呈隐晶质,但其结晶度却高于上层碎斑熔岩,远低于花岗斑岩基质(显晶质)的结晶度,同时基质中也未发育花岗岩

斑岩的基质中常见的显微文象结构(又称花斑结构)(图 3 和图 4),显示了介于火山喷出岩与浅成火山岩之间的一种超浅成侵入岩的结构特征,此外,在下层碎斑熔岩中还可见围绕石英斑晶发育的珠边结构(图 3c),这被认为是碎斑熔岩有别其他岩石特有的结构类型(赖绍聪和徐江海,1990;张万良和李子颖,2015),王德滋等(1982)的研究表明这种珠边结构的出现可作为岩石在超浅成环境中结晶的岩相标志,表明下层碎斑熔岩并不是岩浆喷出地表冷凝的产物,而是在上层碎斑熔岩喷溢固结覆盖的情况下,与上层碎斑熔岩同源的岩浆沿着流纹英安岩之下的凝灰岩物理薄弱层呈超浅成侵位而成。我们推测这种超浅成侵位方式可能与 130 Ma 之前的火山盆地的塌陷作用有关,当 142~132 Ma 火山发生大规模的岩浆喷溢作用后,由于岩浆房的空虚和上覆岩层静压力的增大造成火山塌陷,原先的覆盖于火山口之上的早期形成的火山岩向火山中心垮塌,除形成环状断裂外,还可能造成不同岩性的火山岩单元层之间的层间滑动,产生层间物理薄弱带。由于以前的火山通道被先成的流纹英安岩和大量碎斑熔岩所堵塞,晚期(130 Ma)残余的碎斑熔岩岩浆难于沿着原来的火山管道喷溢,而是沿着流纹英安岩之下的凝灰岩所在的层间薄弱带侵位,从而形成下层碎斑熔岩。

6.2　相山火山—侵入杂岩的源区探讨

锆石具有很高的 Hf 同位素体系封闭温度(Patchett et al.,1983;Cherniak et al., 1997, 2003),岩浆锆石 Hf 同位素体系可以记录岩浆源区源岩特征,故通过研究样品的锆石 Hf 同位素体系可以示踪岩浆源区(Griffin et al., 2000, 2002)。本研究获得的所有样品中锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值相近且变化范围不大,其中,形成于 149 Ma 的巴泉花岗斑岩的$\varepsilon_{Hf}(t)$值为-10.1~-7.1,与 140~129 Ma 期间形成的火山—潜火山岩$\varepsilon_{Hf}(t)$值(-10.9~-4.9)相近,表明它们可能是同源岩浆的产物。在年龄—$\varepsilon_{Hf}(t)$图上(图 7),可以看出本次获得所有样品中锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值分布在相山副变质岩基底 1.05 Ga 演化线附近,表明 149 Ma 的巴泉花岗斑岩和 140~129 Ma 期间形成的火山—潜火山岩的源区物质主要来自于相山基底地壳衍生的副变质岩部分熔融。巴泉花岗斑岩和其他相山火山—侵入杂岩的锆石两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM2})相互接近,大部分都分布在 1500~1800 Ma 之间,且与相应全岩的 Nd 模式年龄值(总体范围 1450~1850 Ma)接近,结合所有样品具有高的初始$n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$值[$(n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr))_i$ = 0.7108~0.7154),较低的$\varepsilon_{Nd}(t)$值(-6.4 ~ -7.2)值(未发表),可以认为相山火山—侵入杂岩可能来源于中元古代形成的地壳所衍生的相山基底副变质岩为主的岩石之部分熔融。

相山基底部分熔融发生过程中,可能存在地幔岩浆的底侵作用。范洪海等(2001b)在相山晚期花岗斑岩中发现闪长质包体,据此推断相山深部存在

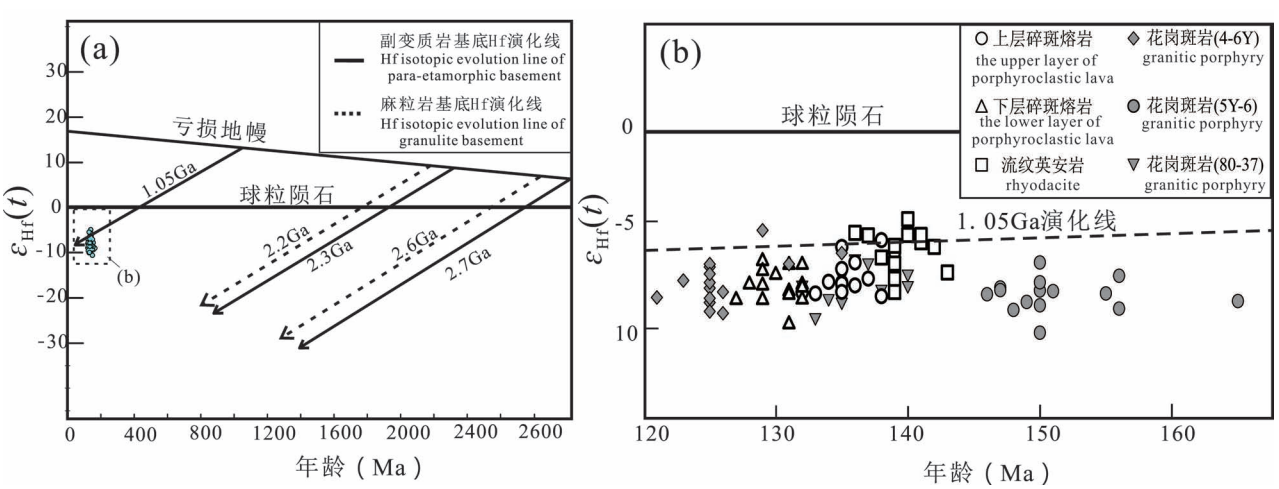


图 7(a)相山铀矿田基底锆石 Hf 同位素演化图;(b)碎斑熔岩、流纹英安岩和花岗斑岩锆石 $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$年龄—$\varepsilon_{Nd}(t)$ 图(基底锆石 Hf 同位素数据来自 Yu Jinhai et al., 2017)

Fig. 7 Diagram showing Hf isotope evolution of zircons from basement rocks (a) and diagram of $\varepsilon_{Nd}(t)$ — $n(^{206}Pb)/n(^{238}U)$ ages of the zircons from the volcanic—intrusive complex (b) in the Xiangshan uranium ore-field; (the data of Hf isotope of basement rocks is from Yu Jinhai et al., 2017)

玄武岩浆底侵作用,岩浆底侵作用致使中下地壳部分熔融,在相山火山活动晚期少量幔源岩浆上侵至地壳浅部,在晚期花岗斑岩中形成闪长质包体。前人(Gilder et al.,1996;Jiang Yaohui et al.,2005;Yang Shuiyuan et al.,2011,2012)对相山火山—侵入杂岩的岩石地球化学研究发现,相山火山—侵入杂岩具有 A 型花岗岩特征,本次岩石地球化学分析结果(未发表)也具有相同结果,表明岩浆具有高温特征,而幔源岩浆的底侵作用是导致地壳岩石部分熔融并产生高温 A 型花岗质岩浆的重要动力学机制(Skjerlie and Johnston, 1992;Huang Huiqing et al., 2011)。与相山同处于十杭带的湖南道县—宁远地区出露铁镁质岩,其形成年龄为 146~176 Ma 之间(Wang Yuejun et al.,2003),表明十杭带在 146~176 Ma 已经存在幔源岩浆底侵,这与相山燕山期早阶段岩浆活动时间(149 Ma)基本一致。Wang Hongzuo 等(2015)的研究显示,赣杭构造带在早白垩世存在明显的幔源岩浆底侵作用,在赣杭构造带东段的浙江芙蓉山花岗斑岩(127~129 Ma)中存在较多镁铁质包体,花岗斑岩[$(n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr))_i$ = 0.7073~0.7099 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ = −3.7 ~ −3.3)和镁铁质包体(I_{Sr} = 0.7068 ~ 0.7077,$\varepsilon_{Nd}(t)$ = −3.2 ~ −2.9)均显示较高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值和较低的[$(n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr))_i$ 值,提供了明显的壳—幔岩浆混合的证据,并且幔/壳岩浆混合比例相对较高;而位于赣杭构造带西端的相山火山—侵入杂岩的形成过程中,也存在幔源岩浆底侵作用,一些晚阶段花岗斑岩中,也有少量幔源岩浆混入,但幔/壳岩浆混合比例明显低于赣杭构造带东段的混合比例(Wang Hongzuo et al., 2015)。综上所述,相山深部在侏罗纪晚期至白垩纪早期发生的幔源岩浆底侵作用导致地壳岩石部分熔融而形成了相山火山—侵入杂岩。

6.3 相山燕山期火山活动模式及其对成矿的意义探讨

我们将前人在相山地区取得的高精度(锆石 LA-ICPMS 和 SHIRMP 定年法)的年代学数据与我们获得的不同类型岩石的年龄数据进行了统计(何观生等,2009; Yang Shuiyuan et al.,2010,2011; 杨水源等,2012;陈正乐等,2013;杨庆坤等,2015),归纳可得:碎斑熔岩形成于 135~130 Ma 期间,其中上层碎斑熔岩形成于 135~132 Ma,下层碎斑熔岩形成于 130 Ma;流纹英安岩的形成时间在 141~136 Ma 之间,花岗斑岩分别形成于 149 Ma、136~133 Ma 和 125 Ma 三个时间段。如果将 149 Ma 时期呈网脉状侵入基底片岩中的花岗斑岩作为相山燕山期岩浆活动开始的标志,125 Ma 时期沿环状断裂侵入基底片岩和火山岩中的花岗斑岩作为火山活动结束的标志,总体上可将相山燕山期岩浆活动划分为四个阶段:

第一阶段(图 8a,140 Ma 之前)只形成一种岩相(花岗斑岩相),在晚侏罗世时期,由于太平洋板块的俯冲,相山地区处于弧后拉张和岩石圈减薄的构造环境下,幔源岩浆上涌并底侵下地壳,导致下地壳发生部分熔融,形成的岩浆上升并汇聚形成岩浆房(Jiang Yaohui et al.,2005),由于岩浆房中岩浆的逐渐积累,在约 149 Ma,开始有小规模的岩浆活动,侵入于基底片岩中,形成花岗斑岩脉,成为相山燕山期岩浆活动的前奏。

第二阶段(图 8b,135~140 Ma)形成三种岩相(凝灰岩相、流纹英安岩相、流纹英安斑岩相),由于岩浆房中岩浆的不断富集,在约 140 Ma 较大规模的岩浆开始喷发,形成打鼓顶组凝灰岩和流纹英安岩,部分未溢出岩浆形成流纹英安斑岩。

第三阶段(图 8c,130~135 Ma)形成两种岩相(上层碎斑熔岩相、花岗斑岩相),此阶段火山岩浆活动规模达到顶峰,在约 135~132 Ma 期间大规模的岩浆喷出作用形成属于鹅湖岭组的上层碎斑熔岩,火山中心部位厚度达 500 m 以上,同时伴随着少量的岩浆侵入,形成同期的花岗斑岩脉,其后岩浆活动暂时停歇,上层碎斑熔岩冷凝形成比较坚固的火山塞盖,由于岩浆房岩浆大量喷出使得岩浆房变空,导致上覆的火山岩层向火山中心坍塌,形成火山塌陷盆地。

第四阶段(图 8d,125~130 Ma)形成两种岩相(下层碎斑熔岩相和花岗斑岩相),在约 130 Ma 时少量岩浆再次活动,由于先前形成的流纹英安岩和碎斑熔岩塞盖的阻挡,岩浆难于沿着原来的火山中心管道喷溢,故而沿流纹英安岩之下的凝灰岩之物理薄弱面侵入,形成属于鹅湖岭组的下层碎斑熔岩(130 Ma),由于目前仅在钻孔岩芯中发现下层碎斑熔岩,尚未发现其地表出露,因此其规模目前尚不清楚,有待进一步查证;在 125 Ma 左右岩浆沿火山塌陷盆地中的环状断裂侵入形成晚期花岗斑岩,相山火山—潜火山岩浆活动接近尾声。

其中,第一阶段与第二阶段相差 10 Ma,且只有花岗斑岩形成,推测第一阶段的岩浆活动可能为一次相对独立的岩浆侵入活动,第二阶段至第四阶段内形成的凝灰岩、流纹英安岩、碎斑熔岩、花岗斑岩

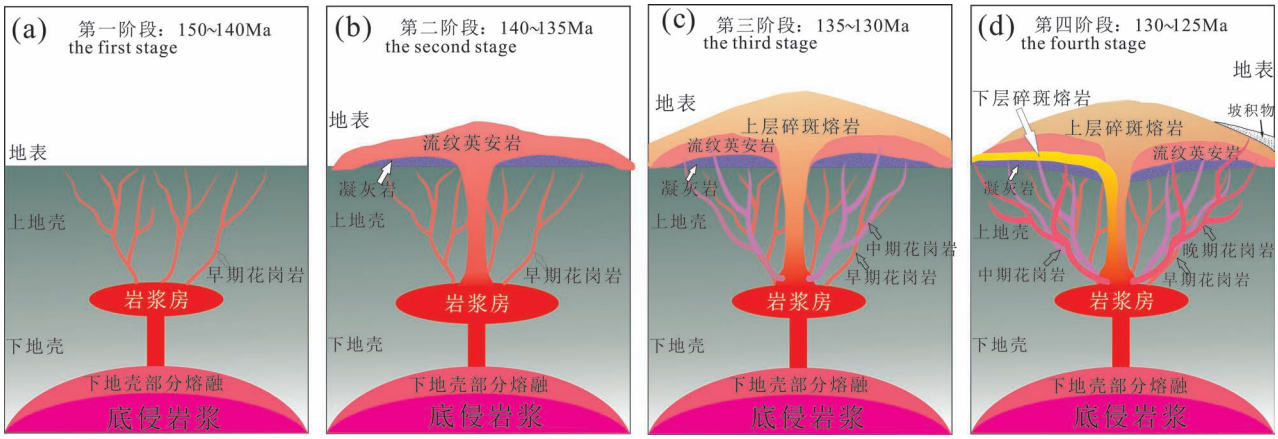


图 8 相山铀矿田火山—侵入岩浆活动模式图

Fig. 8 Schematic model showing formation and evolution of the volcanic—intrusive complex in the Xiangshan uranium ore-field

(a) 幔源岩浆底侵使下地壳部分熔融,产生的熔体上升汇聚形成岩浆房,在约 150 Ma 少量岩浆上侵形成早期花岗斑岩;(b)在 140~135 Ma 间,岩浆喷溢形成凝灰岩和流纹英安岩,部分未喷出岩浆形成流纹英安斑岩;(c)在 135~130 Ma 间,大量岩浆喷溢形成上层碎斑熔岩并伴随着花岗斑岩脉的形成,随后火山坍塌,沿火山口形成环状断裂;(d)在 130 Ma 时岩浆再次超浅成侵入,形成下层碎斑熔岩,在 125 Ma 左右岩浆沿环状断裂侵入形成晚期花岗斑岩

(a) Melts derived from partial melting of the lower crust caused by underplating of mantle-derived magma raised and gathered to form a magma chamber, from which a small amount magma intruded and form the early stage granitic porphyry in 150 Ma; (b) during 140~135 Ma, the tuff and rhyodacite were formed by magma eruption, and rhyodacitic porphyry crystallized from not erupting magma; (c) during 135~130 Ma, the upper layer of porphyroclastic lava and a small number of granitic porphyry dike were formed by massive eruption and lesser intrusion of magma, then a series of ring faults were produced by volcano collapsing in the last stage; (d) during 130~125 Ma, the lower layer of porphyroclastic lava were formed as result of magma ultra-shallow intruding in 130 Ma, and the latest granitic porphyry were formed by magma intruding along the ring faults in 125 Ma

的年龄由老到新连续分布且年龄相差在 15 Ma 内,表明第二阶段至第四阶段的岩浆活动为一次连续的、较长时间的火山岩浆活动,形成了相山火山—侵入杂岩体的主体。

相山燕山期岩浆活动始于 149 Ma,止于 125 Ma,有长达 24 Ma 的时间跨度,相对较晚期的岩浆活动为相对早期形成的火山岩中发育的热液循环、水—岩反应和蚀变作用提供了长时间的热能,促使火山岩中铀发生活化迁移和矿化富集。相山火山盆地中火山岩及潜火山岩的出露面积达 257.5 km^2,其主体火山岩—碎斑熔岩(上层)估计体积大于 300 km^3。不仅如此,流纹英安岩、碎斑熔岩、花岗斑岩中铀的平均含量分别达 $8\times10^{-6}\sim10\times10^{-6}$, $7\times10^{-6}\sim8\times10^{-6}$, $8\times10^{-6}\sim10\times10^{-6}$,成为铀矿床的重要的铀源(陈贵华等,1999)。由于相山大部分是火山岩,不大可能演化出含矿岩浆热液而成矿,花岗斑岩的体积也相对有限,也难于演化出大量含矿岩浆热液形成大型铀矿。但岩浆活动时间长,提供了有利的热场,且有大规模的富铀的火山岩提供铀源,使得塌陷盆地中汇聚的地表水得以被持续加热,并且沿断裂下渗,并且在以下存在晚期碎斑熔岩和花岗斑岩的局部高热部位转化为热液上升,导致热液循环和水—岩反应的发生,此过程中富铀火山岩中的铀发生活化迁移,并在温度下降和氧化还原有利部位沉淀集聚成矿。建议在今后的找矿勘探中,适当注意下层碎斑熔岩和花岗斑岩出现部位附近的火山构造断裂蚀变带,它很有可能是成矿有利部位。

7　结论

本文通过对相山西部上下两层碎斑熔岩,流纹英安岩,以及三期花岗斑岩的薄片镜下特征、锆石 U-Pb 同位素年代学及锆石 Hf 同位素特征研究,得出以下结论:

(1)相山西部河元背地区上下两层碎斑熔岩及其间的流纹英安岩的年龄分别为 135.3±0.9 Ma、129.9±0.9 Ma、139.7±1.0 Ma,构成了“上老下新”的火山岩地层倒置的现象。其中年轻的下层碎斑熔岩(129.9 Ma)是岩浆未喷出地表而沿流纹英安岩

(139.7 Ma)之下的凝灰岩之物理薄弱面侵入形成的超浅成侵入岩相。

(2)年代学研究表明相山燕山期火山活动具有多阶段性,。相山燕山期火山活动始于晚侏罗世,而非前人所认为的早白垩世一次集中而短暂的岩浆事件,在 149 Ma 左右发生最早期花岗斑岩侵入,相山火山岩的主体(碎斑熔岩及流纹英安岩)形成于 140~130 Ma,此期的末阶段伴随有部分花岗斑岩的侵入,后因岩浆房空虚,火山机构发生塌陷,形成环状断裂构造,最晚期花岗斑岩在 125 Ma 左右沿环状断裂侵入。锆石 Hf 同位素研究表明,巴泉花岗斑岩(149 Ma)和其他相山火山—侵入杂岩(140~1125 Ma)主要来源于中元古代形成的地壳所衍生的相山基底副变质岩为主的岩石之部分熔融。

(3)相山燕山期岩浆活动时间跨度长(达 24 Ma,始于 149 Ma,止于 125 Ma),为铀成矿创造了有利的环境,相对较晚期的岩浆活动为早期火山岩中汇聚的流体(如大气降水)发生热液循环和热液蚀变提供有利的热能动力条件,促使早期火山岩中的铀发生活化迁移和富集成矿,建议在今后的找矿勘探中适当重视下层碎斑熔岩和花岗斑岩出现部位附近的火山构造断裂蚀变带。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

陈迪云,周文斌,周鲁民. 1993.相山铀矿田同位素地质学特征.矿床地质,12(4):37~377.

陈贵华,陈名佐, 邸瑞姑. 1999.我国寻找超大型陆相火山岩型铀矿床的潜力评估.地质地球化学,27(4):9~16.

陈正乐,王永,周永贵,韩凤彬. 2013.江西相山火山—侵入杂岩体锆石 SHRIMP 定年及其地质意义.中国地质, 40 (1):217~231.

陈小明,陆建军,刘昌实. 1999. 桐庐、相山火山—侵入杂岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄. 岩石学报, 15(2):272~278.

范洪海,凌洪飞,沈渭洲,刘昌实,姜耀辉. 2001a.相山火山—侵入杂岩 Nd—Sr—Pb 同位素地球化学特征. 岩石学报, 17(3):395~402.

范洪海,王德滋,刘昌实,赵连泽,沈渭洲. 2001b.江西相山次火山岩中淬冷包体的发现及其成因机制探讨. 地质学报, 75 (1):64~69.

范洪海,王德滋,沈渭洲,刘昌实,汪相,凌洪飞. 2005. 江西相山火山——侵入杂岩及中基性脉岩形成时代研究. 地质论评,51(1):86~91.

方锡珩,侯文尧,万国良.1982.相山破火山口火山杂岩体的岩石学研究. 岩矿测试, 1(1):1~10.

何观生,戴民主,李建峰,曹寿孙,夏斌. 2009.相山流纹英安斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地质意义.大地构造与成矿学, 33(2):299~303.

赖绍聪,徐江海. 1990. 内蒙古正镶白旗碎斑熔岩岩石学特征及其岩相划分. 岩石学报,6(1):56~65.

李坤英,沈加林,王小平. 1989. 中国浙闽赣地区中生代陆相火山岩同位素年代学.地层学杂志,13(1):1~13.

邵飞,邹茂卿,许健俊,何晓梅,何丹丹. 2013.相山火山盆地西部 SN 向构造特征及其形成机制. 铀矿地质, 29(5):257~262.

薛振华,尹宗烈,曾长庚. 1991.横涧花岗斑岩成因探讨.华东地质学院学报, 14(1):28~36.

王德滋,周金城,刘昌实,陈克荣,周新民,薛纪越,楚雪君,曾加湖. 1982.浙江桐庐自碎二长花岗斑岩的特征和成因.岩矿测试, 1(3):15~24.

杨庆坤. 2015.江西相山矿田岩浆作用与铀多金属成矿.导师:郭福生.北京:中国地质大学博士学位论文,1~192.

杨水源,蒋少涌,赵葵东, 姜耀辉,范洪海,凌洪飞. 2012.江西相山铀矿田邹家山矿床中流纹斑岩的锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学与 Sr—Nd—Hf 同位素组成.岩石学报, 8(12):3915~3928.

杨水源,蒋少涌,赵葵东,姜耀辉,范洪海.2013.江西相山铀矿田如意亭剖面火山岩的年代学格架及其地质意义.岩石学报,29(12):4362~4372.

余达淦,叶发旺,王勇.2001.江西广丰白垩世中晚期盆地火山-侵入杂岩活动序列确认及其地质意义.大地构造与成矿学, 25(3):271~276.

张明民,陈红汉,郑建平. 2010,新疆东北部三塘湖盆地卡拉岗组火山岩的形成时代:锆石 U-Pb 定年. 矿物岩石地球化学通报, 29(4):400~408.

张万良.2014.江西相山铀矿田邹-石断裂新解. 资源调查与环境, 35(1):46~52.

张万良,李子颖.2015.关于赣中相山矿田相山"碎斑熔岩". 地质论评, 61(2):367~375.

Andersen T.2002. Correction of common Lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chemical Geology, 192(1~2):59~79.

Blichert-Toft J, Chauvel C, Albarede F. 1997.Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS. Contributions to Mineralogy and Petrology, 127(3):248~260.

Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, Fisher N. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of Source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 602~622.

Chen Guihua, Chen Mingzuo, Di Ruijie. 1999&. Assessment of prospection potentiality for superlarge continental volcanic rock-type. Geology—Geochemistry. 27(4):9~16.

Chen Diyun, Zhou Wenbin, Zhou Luming. 1993&. Isotope geology of the Xiangshan uranium orefield. Mineral Depoists, 12(4):370~377.

Chen Xiaoming, Lu Jianjun, Liu Changshi. 1999&. Single-grain zircon U-Pb isotopic ages of the volcanic—intrusive complexes. Acta Petrologica Sinica,15(2):272~278.

Chen Zhengle, Wang Yong, Zhou Yonggui, Han Fengbing. 2013&. SHRIMP U-Pb dating of zircons from volcanic—intrusive complexes in the Xiangshan uranium orefield, Jiangxi Province, and its geological implications. Geology in China, 40(1): 217~231.

Cherniak D J, Hanchar J M, Watson E B. 1997. Diffusion of tetravalent cations in zircon. Contributions to Mineralogy and Petrology, 127(4): 383~390.

Cherniak D J, Watson E B. 2003. Diffusion in zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 53: 113~143.

Fan Honghai, Ling Hongfei, Shen Weizhou, Liu Changshi, Jiang Yaohui. 2001a&. Nd—Sr—Pb Isotope geochemisty of the volcanic intrusive complex at Xiangshan. Acta Petrologica Sinica, 17(3):395~402.

Fan Honghai, Wang Dezi, Liu Changshi, Zhao Lianze, Shen Weizhou. 2001&. Discovery of quenched enclaves in subvolcanic rocks in Xiangshan, Jiangxi province and its genetic mechanism. Acta Petrologica Sinica, 75 (1):64~69.

Fan Honghai, Wang Dezi, Shen Weizhou, Liu Changshi, Wang Xiang, Lin Hongfei. 2005&. Formationage of the intermediate—basic dikes and volcanic—intrusive complex in Xiangshan, Jiangxi province. Geological Review, 51(1):86~91.

Fang Xiheng, Hou Wenyao, Wan Guoliang. 1982&. Petrographic studies of the volcanic complex in the Xiangshan caldera. Acta Petrologica Mineralogica et Analytica, 1(1):1~10.

Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X X, Liu Z W, Wang G X, Yuan K R, Liu W L, Kuang G D,Wu H R.1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of South China. Journal of Geophysical Research, 101(B7):16137~16154.

Griffin W L, Pearson N J, Belousova E. 2000.The Hf Isotope composition of cratonic mantle: LA-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(1): 133~147.

Griffin W L, Wang Xiang, Jackson S E, Pearson N J, O´Reilly S Y. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan Igneous Complexes. Lithos, 61(3): 237~269.

He Guansheng, Dai Mingzhu, Li Jianfeng, Cao Shousun, Xia Bin. 2009&. SHRIMP zicon U-Pb dating and its geological implication for the Xiangshan prophyric dacite—rhyolitic. Geotectonica et Metallogenia, 33 (2):299~303.

Hoskin P W O, Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18(4): 423~439.

Huang Huiqing,Li Xianhua, Li Wuxian, Li Zhengxiang. 2011. Formation of high $\delta^{18}O$ fayalite-bearing A-type granite by high temperature melting of granulitic metasedimentary rocks, southern China. Geology, 39(10):903~906.

Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, Belousova E A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. Chemical Geology, 211(1):47~69.

Jiang Yaohui, Ling Hongfei, Jiang Shaoyong. 2005. Petrogenesis of a late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg, Potassic, Quenched Enclaves at Xiangshan, Southeast China. Journal of Petrology, 46(6): 1121~1154.

Lai Shaocong,Xu Jianghai. 1990&. The lithologic feature and genesis of the porphyroclasitc lava in Baiqi area Neimonggol. Acta Petrologica Sinica,6(1): 56~65.

Li Kunying, Shen Jialin,Wang Xiaoping. 1989&. Isotopic chronology of the Mesozoic terrestrial volcanic in Zhejiang, Fujian and Jiangxi in China. Journal of Stratigraphy, 13(1):1~13.

Li Xianhua. 2000. Cretaceousmagmatism and lithospheric extension in southeast China. Journal of Asian Earth Sciences, 18(3): 293~305.

Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3. 00: A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication.

Patchett P J. 1983. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. Geochim Cosmochim Acta, 47(1): 81~91.

Shao Fei, Zhou Maoqing, Xu Jianjin, He Xiaomei, He Dandan.2013&. Characteristics and its formation mechanism of SN striking structures in Xiangshan volcanic basin. Uranium Geology, 29 (5):257~262.

Skjerlie K P, Johnston, A D. 1992.Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implications for the generation of A-type granites. Geology, 20(3): 263~266.

Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, Isachsen C E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of precambrian mafic intrusions. Earth Planet Science Letters, 219 (3): 311~324.

Van Achterbergh E, Ryan C G, Jackson S E. 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. in: sylvester Laser-ablation-ICPMS in the Earth sciences: principles and applications. Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 239~243.

Wang Dezi, Zhou Jincheng, Liu Changshi, Chen Kerong, Zhou Xinmin, Xue Jiyue, Zen Jiahu. 1982&. The characteristics and the origin of the autoclastic monzonitic granite-porphyry, Tonglu, Zhejiang. Acta Petologica Mineralogica et Analytica, 1(3):15~24

Wu Fuyuan, Yang Yueheng, Xie Leiwen, Xu Ping. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology.Chemical Geology, 234(1): 105~126.

Xie Liewen, Zhang Yanbin, Zhang Huihuang. 2008. In situ simultaneous determination of trace elements, U-Pb and Lu-Hf isotopes in zircon and baddeleyite. Chinese Science Bulletin, 53(10): 1565~1573.

Xue Zhenghua, Yin Zhongjie, Zeng Changgeng. 1991&. Probe on petrogensis of Hengjian's granophyre. Journal of East China College of Geology, 14(1):28~36.

Yang Qingkun. 2015&. Genesis of the volcanic—intrusive complex and metallogenesis of uranium polymetallic in the Xiangshan orefield of Jiangxi Province. Supervisor: Guo Fusheng. Beijing: PhD. thesis of China University of Geology. 1~192.

Yang Shuiyuan, Jiang Shaoyong, Jiang Yaohui. 2010. Zircon U-Pb geochronology Hf isotope composition and geological implications of the rhyodacite and rhyodacitic porphyry in the Xiangshan uranium ore field, Jiangxi Province, China. Science China (Earth Sciences),53(10):1411~1426.

Yang Shuiyuan,Jiang Shaoyong,Jiang Yaohui. 2011. Geochemical,zircon U-Pb dating and Sr—Nd—Hf isotopic constraints on the age and petrogenesis of an early Cretaceous volcanic—intrusive complex at Xiangshan,Southeast China. Mineralogy and Petrology,101(1-2): 21~48.

Yang Shuiyuan, Jiang Shaoyong, Zhao Kuidong. 2012. Geochronology, geochemistry and tectonic significance of two Early Cretaceous A-type granites in the Gan-Hang belt, Southeast China. Lithos, 150 (1):155~170.

Yang Shuiyuan, Jiang Shaoyong, Zhao Kuidong, Jiang Yaohui, Fan Honghai. 2012&. Zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Sr—Nd—Hf isotopic compositions of the rhyolite porphyry from the Zhoujiaoshan deposit in Xiangshan uranium ore field, Jiangxi Province,SE China. Acta Petrologica Sinica,28(12):3915~3928.

Yang Shuiyuan, Jiang Shaoyong, Zhao Kuidong, Jiang Yaohui, Ling Hongfei. 2013&. Timing and geological implications of volcanic rocks from the ruyiting section,Xiangshan uranium ore field,Jiangxi Province,SE China. Acta Petrologica Sinica,29(12):4362~4372.

Yu Dagan, Ye Fawang, Wang Yong. 2001&. Active succession establishment for volcanic—intrusive complex in meddle—late lower cretaceous in Guangfeng, Jiangxi and its geological implication. Geotectonica et Metallogenia, 25(3):271~276.

Yu Jinhai, Zhang Chunhui, O´Reilly S Y, Griffinb W L, Ling Hongfei. 2017. Basement components of the Xiangshan—Yuhuashan area,

south China: defining the boundary between the Yangtze and Cathaysia blocks, Precambrian Research, 309: 102~122.

Wang Yuejun, Fan Weiming, Guo Feng, Li Chaowen. 2003. Geochemistry of mesozoic mafic rocks adjacent to the Chenzhou—Linwu fault, South China: implications for the lithospheric boundarybetween the yangtze and Cathaysia blocks. International Geology Review, 45(3): 263~286.

WangHongzuo, Chen Peirong, Sun Liqiang, Lan Hongfeng. 2015. Magma mixing and crust—mantle interaction in southeast China during the early cretaceous: evidence from the Furongshan granite porphyry and mafic microgranular enclaves. Journal of Asian Earth Sciences, 111: 72~87.

Zhang Mingmin, Chen Hanhong, Zhen Jianping. 2010&. The age of Kalagang formation in the Santanghu Basin, northeast Xinjiang: evidence from zircons U-Pb dating of volcanic rocks. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 29 (4): 400~408.

Zhang Wanliang. 2014&. A new idea on Zoushi fault in Xiangshan uranium ore field. Resources Survey and Environment, 35(1): 46~52.

Zhang Wanliang, Li Ziying. 2015&. On the Xiangshan "Porphyroclastic Lava" in Xiangshan orefield, central Jiangxi. Geolgoical Review, 61 (2): 367~375

Multiple Episodes of the Yanshanian Magmatism in Xiangshan Uranium Ore-field, Jiangxi

PENG Zhongyong[1)], CHEN Weifeng[1)], MAO Yufeng[2)], FANG Qichun[2)], TANG Xiangsheng[2)], LING Hongfei[1)]

1) *State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing*, 210023;

2) *The No.* 270 *Institute of Nuclear Industry, Nanchang*, 330200

Objectives: The Xiangshan uranium deposit is the largest volcanic type uranium deposit found in China so far. The Xiangshan volcanic—intrusive complex is composed of rhyodacitic lava, porphyroclastic lava and granitic porphyry. The Xiangshan volcanic—intrusive complex has been previously studied in detail on its petrography, mineralogy, lithochemistry and geochronology. In recent years, with progress in deep drilling in the western Xiangshan area, appearance of porphyroclastic lava — rhyodacite —porphyroclastic lava downward in drilling cores has been found. Previous geochronological study results could not explain this phenomenon.

Methods: In this study, we collected samples from the upper and lower layers of porphyroclastic lavas and the rhyodacite in between in the western part of the Xiangshan complex, and from three granitic porphyry dikes in the western and northern Xiangshan area. U-Pb age and Hf isotope of zircon havebeen conducted on these samples by LA-ICP-MS and LA-MC-ICP-MS analysis, respectively.

Results: The zircon dating results show that age of the rhyodacite is 139.7±1.0 Ma, ages of the upper and lower layer of porphyroclastic lava are 135.3±0.9 Ma and 129.9±0.9 Ma, respectively. The three granite porphyry dikes from different locations have various ages of 125.4±1.0 Ma, 134.4±1.3 Ma, 148.8±2.3 Ma, respectively. The results zircon Hf-isotope compositions of this study show that various rocks of the Xiangshan volcanic—intrusive complex have similar zircon $\varepsilon Hf(t)$ values ranging from −4.9 to −10.6, and Hf-isotope two stage model ages between 1478 and 1844 Ma.

Conclusions: It can be concluded that the Xiangshan volcanic—intrusive complex may have been formed by magmas originated from partial melting mainly of basement para-metamorphic rocks that was derived from the crust differentiated from the mantle in the Mesoproterozoic era. Combined with the photomicrograph of both the upper and lower porphyroclastic lavas, we propose a formation model in that the lower porphyroclastic lava was formed later than the upper porphyroclastic lava, and the lower porphyroclastic lava was actually a kind of ultra-shallow intrusive rock intruding along with the tuff below the rhyodacite. These results show that the magmatism in the Xiangshan was active for a long period (about 24 Ma) rather than a short and concentrative magmatic activity thought by previous researchers, which was an important factor favorable for uranium mineralization.

Keywords: Xiangshan uranium deposit; porphyroclastic lava; zircon U-Pb age; magmatic activities; multiple episodes

Acknowledgements: This study was financially supported by National Key Research and Development

Program of China"Deep Resource Exploration and Mining" (No. 2017YFC0602601) and research project of China Nuclear Industry Geological Bureau (No. 201631)

First author: PENG Zhongyong, male, born in 1993. Master Degree. Research in uranium geology. Email: pengzhongyong0502@ foxmail.com

Corresponding author: CHEN Weifeng, male, associate professor, being mainly working on uranium geology. Email: chenwf@ nju.edu.cn

Corresponding author: LING Hongfei, male, professor, being mainly working on isotopic geochemistry. Email: hfling@ nju.edu.cn

Manuscript received on:2018-04-22;Accepted on: 2018-08-13; Edited by: ZHANG Yuxu

Doi: 10.16509/j.georeview.2018.06.008

"第三届中国科协优秀科技论文"揭晓

中国地质学会主办三刊有三篇论文入选

为深入贯彻落实党的十九大精神,服务创新型国家建设,和习近平总书记关于"把论文写在祖国大地上"的指示精神,引导更多高水平科研成果在我国科技期刊首发,提高我国科技期刊汇聚科学发现、引领学科发展、培育顶尖人才的能力,中国科协组织开展了第三届全国优秀科技论文遴选活动,2018 年选出 95 篇"第三届中国科协优秀科技论文"。

中国现有 5000 多种科技期刊,中国科协将其划分为数理化与交叉学科集群、地球科学集群、预防与中医药集群、临床医学集群、农林集群、制造业与材料集群、电工、电子与信息技术集群、交通与基建集群、能源、化工与环境集群、生命科学与基础医学集群等 10 个集群,分别组织遴选。地球科学集群的论文遴选工作由中国地质学会牵头,包含中国天文学会、中国测绘学会、中国地球物理学会、中国大气科学(气象学)学会、中国地质学会、中国海洋学会、中国自然地理学会和中国古生物学会共 8 个学会,涉及地学刊物 230 余种。

中国地质学会组织所属《地质学报》(英文版)、《矿床地质》、《岩石矿物学杂志》、《岩矿测试》编辑部,抽调精干力量组成工作小组,组织地球科学集群中的兄弟学会广泛动员本会会员推荐候选论文 118 篇。最后经专家初评、终评、审定以及公示等程序,地球科学集群最终选出 10 篇"第三届中国科协优秀科技论文"(见附表)。

中国地质学会主办的期刊有三篇论文获奖,简介如下:

1　任纪舜, 徐芹芹, 赵磊, 朱俊宾. 2015. 寻找消失的大陆. 地质论评, 61(5): 969~989.

内容简介:大量的海洋地质、地球物理调查和海底钻探文献资料表明,现今大西洋、印度洋、太平洋的不同部位——海底高原、深海平原、海沟、转换断层以至大洋中脊都可以找到大陆残块或大陆壳的痕迹。值得注意的是,大洋盆地中已经发现的大陆残块,在全球磁异常图上,大多位于南美洲、非洲、欧洲、南极洲、大洋洲的大陆磁异常带向相邻大洋盆地延伸部分,二者互相印证。这说明,具有大陆磁异常特征的这部分大洋盆地的基底具有大陆壳的性质,这似乎意味着现代大洋的相当一部分深海盆地并不是以典型的大洋地壳,而是以大陆属性的地壳为基底的。然而,在世界地质图上,这些深海盆地的底多被以海底磁异常条带为基础的海底扩张模型解释为白垩纪的大洋地壳。这就不得不使我们对根据 Vine-Matthews 假说建立的海底扩张模型产生质疑。基于上述事实,作者等认为在大地构造研究中,不仅要在各时代的造山带中寻找消失的大洋,而且要在各个时期的海洋中寻找消失的大陆,才能更准确地进行古构造—古地理再造,还原各地史时期大地构造的真实面貌。作者等认为,大陆经裂谷作用转化为大洋,大洋经造山作用转化为大陆的过程中,必然存在着地球各层圈之间,特别是壳幔之间的物理、化学作用。因此,大地构造研究必须从全球整体出发,注意物质水平运动的同时,还要更加注意研究壳与幔、幔与核,以及壳、幔、核的不同层次之间能量的转换和物质转化过程,才能对大陆与大洋的形成和演化过程作出正确的判断。

2　SONG Mingchun, DENG Jun, YI Pihou, YANG Liqiang, CUI Shuxue, XU Junxiang, ZHOU Mingling, HUANG Tailing, SONG Guozheng and SONG Yingxin. 2014. The Kiloton Class Jiaojia Gold Deposit in Eastern Shandong Province and Its Genesis. ACTA GEOLOGICA SINICA (English edition), 88(3): 801~824.

内容简介:山东东部是中国黄金的重要产地之一,对该地区大型金矿的赋存规律研究具有重要的理论价值和生产指导意义。焦家金矿床面积约 40 km^2,以往认为由若干独立金矿床组成,作者等通过深入研究和总结该区深部找矿成果,创新性地提出焦家金矿田是一个呈构造型受焦家断层及其次生断层的控制超大规模的金矿床,指出该矿床主要赋存于焦家断裂的下盘,在成矿、蚀变等方面均呈带状结构分布。强矿化带与强蚀变带和构造断裂带吻合。焦家矿床的金资源储量约 1200 t,是中国第一个资源储量超千吨的金矿床。与此同时,作者根据成矿流体、硫、氢和氧同位素等地球化学的研究,提出山东东部金矿既与壳幔混合源岩浆活动有关,又具有造山型金矿和浅成热液型金矿的某些特征,具有独特的成矿特征和形成环境,不同于目前国际上公认的其它金矿类型,丰富和发展了金矿找矿理论,具有重要的理论指导意义。

(下转第 1480 页)