

# 广东河台金矿假玄武玻璃地球化学和年代学特征及其地质意义

王历星<sup>1,2</sup>, 焦骞骞<sup>3</sup>, 许德如<sup>4\*</sup>, 陈根文<sup>1</sup>, 朱昱桦<sup>5</sup>

(1.中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 4.东华理工大学, 核资源与环境国家重点实验室, 江西 南昌 330013; 5.贵州省地质调查院, 贵州 贵阳 550081)

**摘要:**前人对河台金矿中的假玄武玻璃早有报道, 但是因为未认识到其与成矿的关系而被忽视。在前人发现的糜棱岩中假玄武玻璃的基础上, 本次研究又发现了三种其他岩性中的假玄武玻璃。河台金矿中的假玄武玻璃呈黑色脉状、网脉状和树枝状贯穿于糜棱岩化片岩、糜棱岩、混合岩和矿体中。本研究结合野外宏观特征和室内的岩相学微观特征, 运用粉晶 X 射线衍射、全岩地球化学和 Ar-Ar 同位素等实验分析手段, 比较了河台金矿不同地质体中假玄武玻璃岩脉的特征。研究发现假玄武玻璃脉体中存在树枝状微晶结构和碎屑颗粒的港湾结构, 同时也含有碎裂成因的石英、长石, 表明其成因以同震断层的摩擦熔融为主, 并伴随有少量碎裂化。通过计算得出假玄武玻璃样品中结晶态的各类矿物含量为石英 53.3%、伊利石 20.5%、高岭石 17.3%、钾长石 8.9%。假玄武玻璃与围岩都具有富 SiO<sub>2</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 富 K<sub>2</sub>O 贫 Na<sub>2</sub>O, 低 MgO 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> 的地球化学特征。两者的稀土元素配分型式也非常相似, 都显示轻稀土富集和中等程度的负 Eu 异常 ( $\delta\text{Eu}=0.51\sim 0.71$ )。假玄武玻璃的显微构造和地球化学特征指示其主要是由围岩原地熔融形成的, 形成深度在 6~18 km。我们认为河台金矿的假玄武玻璃可以指示云开大山抬升过程中伴随着地震的发生, 同时, 假玄武玻璃脉体在空间上切穿矿体, 因此假玄武玻璃的 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄 123.3±1.0 Ma 可以作为河台金矿的成矿年龄上限。

**关键词:**假玄武玻璃; Ar-Ar 定年; 显微构造; 河台金矿

中图分类号: P595; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2019)02-0354-013

## 0 引言

河台金矿是目前粤西、桂东南一带已发现的最大金矿田, 是华南地区著名的与剪切带有关的金矿床(刘继顺, 1996)。河台金矿受多级韧性剪切带控制, 大部分矿体产在剪切带糜棱岩中。但是近年来研究认为剪切期后热液作用是河台金矿的主要成矿机制, 而早期韧性剪切作用只是完成了金的初步富集

(Wang et al., 1997; Zhang et al., 2001; Jiao et al., 2017)。前人对河台地区的构造演化(张伯友和俞鸿年, 1992; Zhang and Cai, 2009; Cai, 2013)、韧性剪切带构造应力演化与数值模拟(龚贵伦等, 2010; Zhu et al., 2014)、河台金矿的成矿流体特征(周永章等, 1995; 刘伟等, 2005; Zheng et al., 2014)、矿床地球化学(陈骏和王鹤年, 1993; 李兆麟等, 2002; Jiao et al., 2017)、成岩成矿时代(陈好寿和李华芹, 1991; 富云

收稿日期: 2017-08-22; 改回日期: 2018-04-25

项目资助: 广东河台地区金多金属整装勘查区关键基础地质研究项目(12120114052801)资助。

第一作者简介: 王历星(1989-), 男, 博士研究生, 构造与成矿学专业。Email: wanglx@gig.ac.cn

通信作者: 许德如(1966-), 男, 教授, 从事构造成矿与资源预测研究。Email: xuderu@gig.ac.cn

莲和叶伯丹, 1991; 翟伟等, 2004, 2005, 2006; 王成辉等, 2012)以及成矿模式(段嘉瑞等, 1992; Wang et al., 1997; 刘伟等, 2005; Zhang et al., 2001)等方面进行了研究。随着矿床开采和研究程度的进一步加深, 仍然存在一系列有待厘清和进一步探讨的关键科学问题。比如, 河台金矿中与矿体空间关系密切而又容易被前人忽视的假玄武玻璃岩脉。

“假玄武玻璃”(Pseudotachylite)一词最早是由 Shand 提出, 用来描述一种外表类似玄武玻璃但成因截然不同的构造岩(Shand, 1916)。假玄武玻璃产于两类地质环境: 一是形成在陨石冲击形成的构造中; 二是形成在与地壳中破裂或断层系统密切相关的断裂岩中。目前一般认为假玄武玻璃是由地震高速断层运动(快速位移)所导致的剪切摩擦热使母岩产生熔融或者超碎裂岩化而形成的, 故又称地震岩(Vincenzo et al., 2004; 沙绍礼和陈晓林, 2013)。此外, 国内有人使用或建议使用过“玻状岩”(王鹤年等, 1992)、“构造熔岩”(段嘉瑞等, 1992)和“假玻状岩”(张桂林等, 1998)等不同的名称, 但是大部分文献还是使用假玄武玻璃作为其统一的术语(张进江和郑亚东, 1995; 林爱明等, 2002; 刘建民等, 2004, 2005)。

由于河台金矿中的假玄武玻璃岩脉仅在部分矿段出露, 在原矿区地质图上没有反映, 野外工作中极易被忽视, 所以在众多有关河台金矿的研究文献中, 仅少数学者报道过, 且仅对其成因进行了初步探讨: 段嘉瑞等(1992)认为河台假玄武玻璃是韧性剪切带中个别剪切面突然快速滑动, 产生剪切热导致岩石局部熔融形成的; 王鹤年等(1992)则认为河台假玄武玻璃不具熔融特征, 是属于碎裂岩系列的岩石; 而张桂林等(1998)认为河台假玄武玻璃不仅与碎裂岩成因关系密切, 同时也具有岩石熔融特征, 而且他们还发现了反映隐爆作用的爆裂纹, 据此提出了河台金矿假玄武玻璃是碎裂机制、熔融机制和隐爆机制三种机制共同作用的结果。此外, 张桂林等(1998)还探讨了假玄武玻璃与河台金矿成矿的关系, 根据假玄武玻璃脉发育于矿体下盘边界, 且与糜棱面理相交的特征, 认为假玄武玻璃对早期韧性成矿过程没有控制作用, 但对晚期脆性成矿过程具有“屏蔽”阻挡矿液的作用, 是早于脆性主成矿期形成的。

目前, 关于河台金矿假玄武玻璃的研究都是以描述性的内容为主, 缺乏实验分析工作。在前人对糜棱岩中假玄武玻璃工作的基础上, 本次研究又发现了三种其他岩性中的假玄武玻璃。本文比较了河台金矿不同地质体中的假玄武玻璃岩脉野外宏观特

征和室内岩相学微观特征, 运用粉晶 X 射线衍射、全岩地球化学和 Ar-Ar 同位素等实验分析手段, 探讨它们的岩石成因、形成时代及地质意义。

## 1 矿床地质

河台金矿田位于广东省西部肇庆市北西 330°方向, 地理坐标为 112°15'00"E~112°22'00"E, 23°17'30"N~23°20'00"N, 矿区的地质概况见图 1。

区域构造上, 河台金矿田位于钦杭成矿带西南段、华南加里东褶皱系云开大山隆起带东北部, 地处广宁-罗定金成矿带与吴川-四会金成矿带夹持部位, 是华南地区最重要的大型金矿田。在该矿田上, 主要分布有高村、云西大型金矿床, 同时还存在多处小型金矿床和金矿化点, 如京村、乾相、文定、泥捞浪、宝鸭塘、后迳、太平顶和尚台等。

区域上出露的主要地层有南华系、奥陶系、志留系、泥盆系。赋矿地层为南华系大蚮山组, 由一套整体无序的变质岩组成, 岩性以石英绢云母片岩、二云母石英片岩、变粒岩、片麻岩、混合岩、混合花岗岩为主, 局部遭受了强烈的韧性剪切变质作用而形成糜棱岩系列的岩石, 河台金矿矿体就产于糜棱岩系列岩石中。矿区东南部出露奥陶系-志留系的变质砂岩、变质粉砂岩、板岩、千枚岩等, 与北西矿区的大蚮山组以宝鸭塘断裂为界(图 1)。

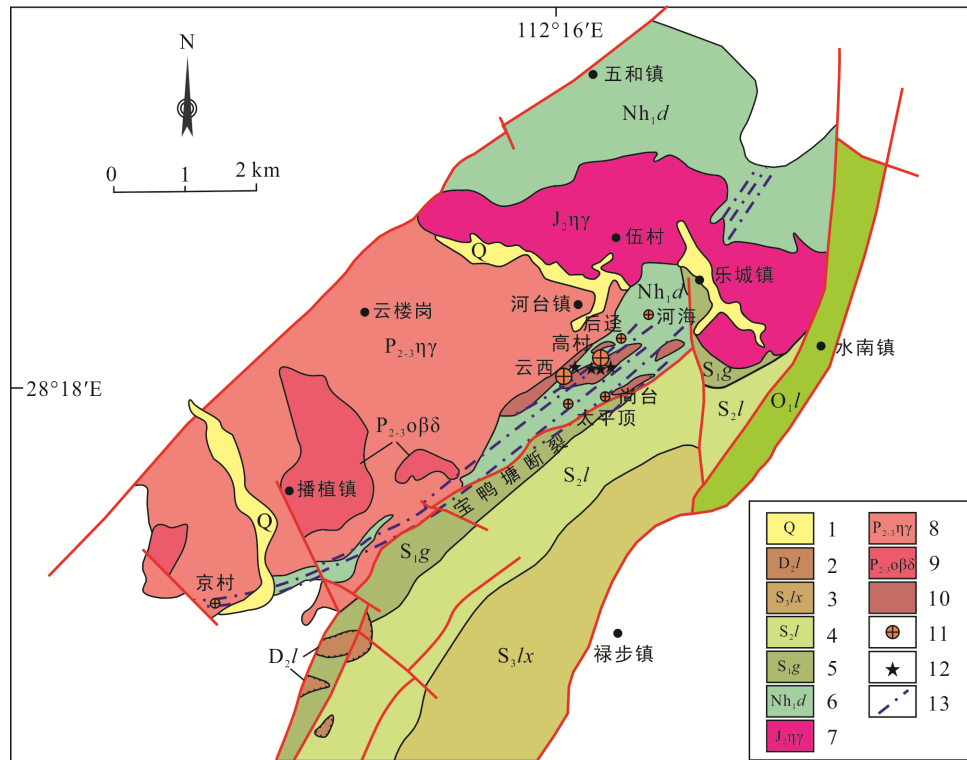
区内构造复杂, 构造线主要呈东西向、南北向、北东向以及北西向, 其中东西向构造以褶皱为主; 南北向构造多表现为宽展型褶皱; 北东向构造以发育区域性大断层和韧性剪切带为特点; 北西向构造以断裂为主, 多为压剪性平移断层, 常切割早期形成的岩体、矿体、褶皱和断层。

矿区西部出露印支期云楼岗中粒黑云母二长花岗岩、黑云母花岗岩, 矿区北东方向有燕山期伍村巨斑状黑云母花岗岩侵入(翟伟等, 2005, 2006)。

## 2 假玄武玻璃产出特征

### 2.1 假玄武玻璃类型及其宏观特征

河台金矿的假玄武玻璃在高村、云西矿床都有出现, 前人报道的假玄武玻璃是一种发育在高村糜棱岩带中的岩脉, 产状与糜棱岩面理近平行或斜交(段嘉瑞等, 1992; 张桂林等, 1998)。除此之外, 我们在河台金矿新发现了产于 3 种地质体中的假玄武玻璃脉, 分别赋存在高村矿床的混合岩、矿石以及



1. 第四系; 2. 中泥盆统老虎头组; 3. 上志留统岭下组; 4. 中志留统连滩组; 5. 下志留统古墓组; 6. 南华系大绀山组; 7. 中侏罗世黑云母二长花岗岩; 8. 中晚二叠世黑云母二长花岗岩; 9. 中晚二叠世黑云母石英闪长岩; 10. 混合岩; 11. 金矿床; 12. 采样位置; 13. 韧性剪切带。

图 1 河台地区地质简图(据广东省地质局第五地质大队, 2013)

Fig.1 Simplified geological map of the Hetai area

云西矿床的糜棱岩化片岩中。野外现象指示假玄武玻璃在河台金矿从深部混合岩到浅部糜棱岩化片岩中都有出露, 其发育位置对岩性没有选择性。四种不同地质体中的假玄武玻璃特征总结如下:

第一种假玄武玻璃产在高村矿床 11 号糜棱岩带, 位于主矿体的下盘边界附近。假玄武玻璃岩呈脉状产出, 脉宽一般 2~15 cm, 最宽可达 30~40 cm, 但也常见仅几个毫米甚至 <1 mm 的细脉。假玄武玻璃呈灰色, 玻璃质, 致密性脆, 瓷状-贝壳状断口。岩石结构除含数量不等的碎斑外, 其余为隐晶质基质。碎斑呈棱角状, 无定向性分布, 成分多为呈油脂光泽的石英, 粒径变化大, 但一般 <2 mm。假玄武玻璃岩脉多数平行糜棱岩的糜棱面理, 但也有少数假玄武玻璃岩脉切割糜棱面理(张桂林等, 1998; Zhang et al., 2001)。

第二种假玄武玻璃产出在高村矿床-230 m 中段的混合岩中, 假玄武玻璃岩脉宽度在 1~20 cm 之间, 有单脉和组合脉两种形态, 单脉宽度 <2 cm(图 2a), 组合脉(呈细网脉状)比较宽, 可达 20 cm(图 2b、c)。假玄武玻璃呈黑色, 玻璃质结构, 没有发现碎斑和

结晶的矿物。假玄武玻璃岩脉产状直立, 切穿了混合岩, 且往深部延伸。

第三种假玄武玻璃为云西矿床 160 m 中段糜棱岩化片岩中宽约 0.3~1 cm 的假玄武玻璃单脉(图 2d)。岩脉切割片岩片理, 脉体产状也是近直立的。假玄武玻璃呈灰黑色, 致密性脆, 瓷状-贝壳状断口。岩石中含数量不等的细小碎斑, 基质为显微晶质-隐晶质的长英质集合体。碎斑成分为糜棱岩化片岩碎屑和浑圆的长石、石英等矿物颗粒, 粒径约 1~2 mm。

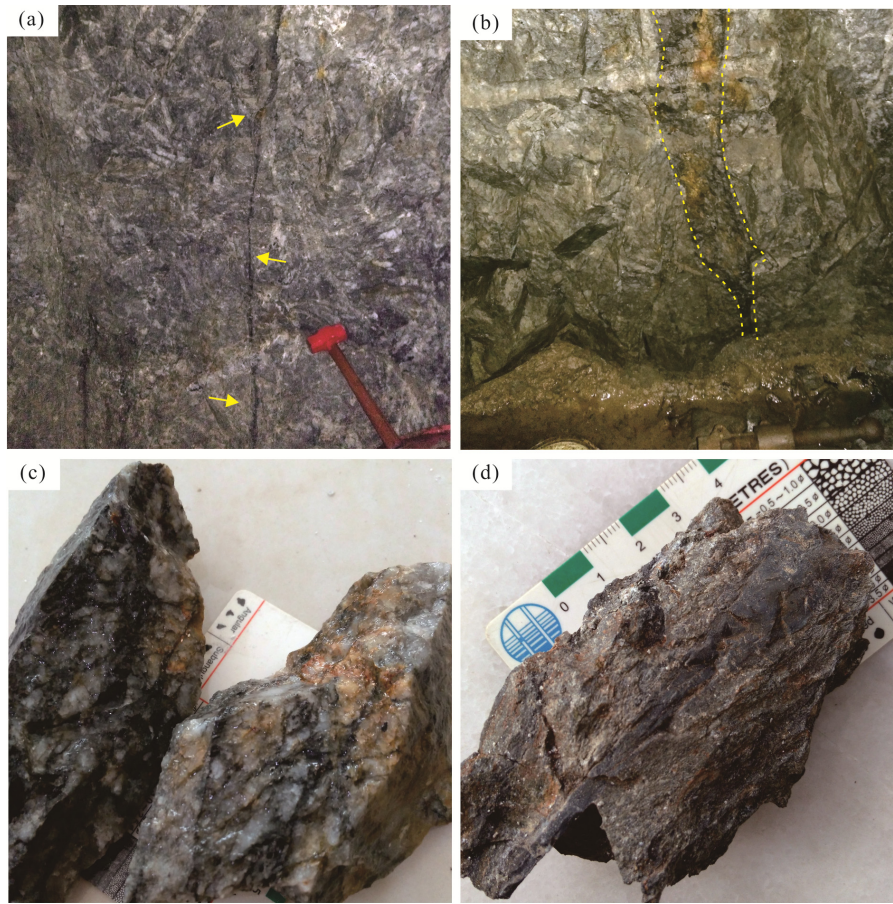
第四种假玄武玻璃出现在矿石样品中, 呈微细脉状产出, 切割了金属硫化物等矿物, 但是在手标本上, 肉眼难以发现其存在。

## 2.2 假玄武玻璃微观构造特征

第一种假玄武玻璃在显微镜下观察, 肉眼所鉴定的隐晶质部分由显微碎斑和显微基质两部分组成。显微碎斑成分主要为石英, 但显微基质部分在正交偏光下近全黑, 可能为玻璃质(张桂林等, 1998)。

第二种假玄武玻璃在低倍镜的单偏光镜下呈黑色复合脉状, 出现树枝状分叉现象(图 3a), 且穿插了混合岩中的石英、长石、电气石等矿物。高倍镜

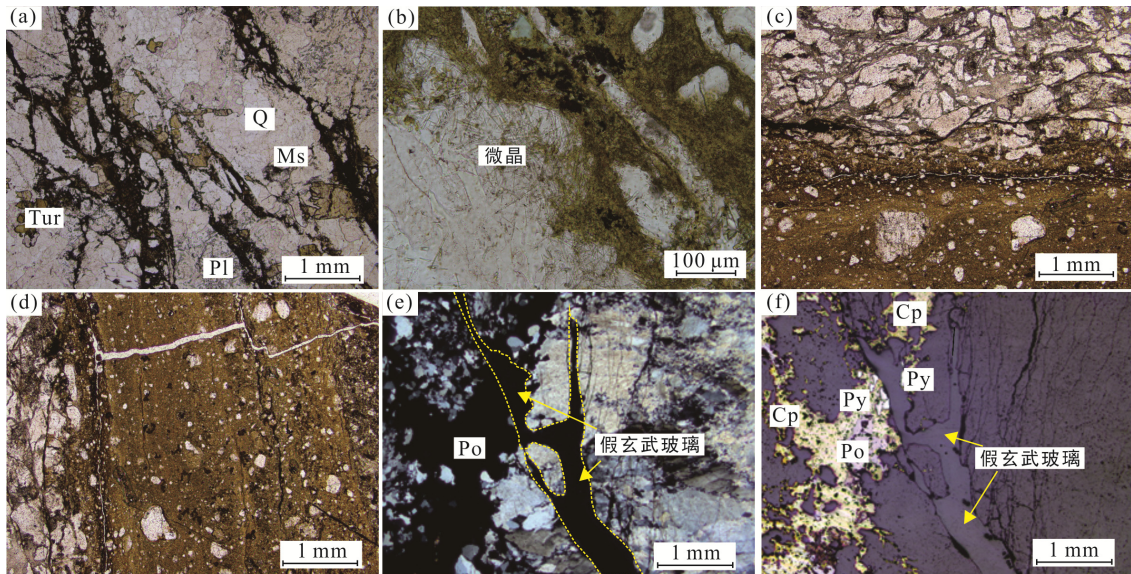




(a), (b)分别为高村矿床-230 m 中段的假玄武玻璃单脉和组合脉; (c), (d)分别为高村和云西矿床的假玄武玻璃手标本。

图 2 河台金矿部分假玄武玻璃出露的宏观特征

Fig.2 Macroscopic characteristics of the pseudotachylites in the Hetai goldfield



(a), (b)来自高村混合岩 159GC01; (c), (d)来自云西片岩 159YX10; (e), (f)来自高村矿石 159GC23。矿物代号: Tur. 电气石; Pl. 斜长石; Ms. 白云母; Q. 石英; Cp. 黄铜矿; Py. 黄铁矿; Po. 磁黄铁矿。

图 3 河台金矿假玄武玻璃镜下特征

Fig.3 Microscopic characteristics of the pseudotachylites in the Hetai goldfield

下观察表明,脉体主要由暗色非晶质或隐晶质的玻璃基质组成,内有树枝状微晶结构(图 3b)。微晶呈针状,沿假玄武玻璃脉密集发育,由于其太小,无法判断微晶的成分。

第三种假玄武玻璃与围岩糜棱岩化片岩呈截然变化,界限清晰(图 3c)。在显微镜下呈碎裂结构,碎斑具有磨圆特征,成分主要为长石、石英以及围岩碎屑,含量<10%,基质为隐晶质。碎屑物质呈角砾状、半磨圆状分散在脉体中,碎屑大小可以差别很大。部分碎屑本身有裂隙,也具有碎裂岩化的特征,且碎裂程度不均匀,指示了假玄武玻璃的部分碎裂成因;同时部分碎屑具有港湾状熔蚀结构,假玄武玻璃脉中还可见若干条暗色细脉,皆指示为高温熔融的特征,这反映了假玄武玻璃的局部熔融性质(图 3d)。另外与围岩接触面附近发育一微米级的熔融细脉穿插了早期的假玄武玻璃岩脉,具有贯入的特征。

第四种假玄武玻璃脉在正交偏光下呈黑色,在高倍显微镜下也无法确定其结构,不能判断是玻璃质均质体还是极细的结晶质(图 3e)。脉体宽度在 0.2~0.5 mm 之间,且穿插了硫化物等矿物,暗示假玄武玻璃是成矿后的产物(图 3f)。

根据对这几种假玄武玻璃脉体碎裂结构及微晶结构的观察,假玄武玻璃的流动构造并不明显,流面构造和流线构造均未发育,也没有出现流动分异现象。因此,推断其是原地熔融结晶或碎裂化的可能性比较大。然而,第三种假玄武玻璃内部可见到一微米级的熔融细脉,且穿插了早期的假玄武玻璃岩脉(图 3d),同样地,高村矿石中微米级的第四种假玄武玻璃脉贯穿了硫化物(图 3e、f),这些现象说明河台金矿部分极细的假玄武玻璃脉也具有贯入的特征。

### 3 样品与测试方法

本次研究在高村和云西矿区各采集了一个含假玄武玻璃岩脉的岩石样品(分别是 159GC01 和 159YX10),高村含假玄武玻璃岩脉的矿石样品(159GC23)和高村矿床的三个糜棱岩化片岩(159GC05, 159GC18 和 159GC21)。高村矿区的样品(159GC01)属于上文描述的第二种假玄武玻璃类型,云西矿区的样品(159YX10)属于第三种类型,高村矿区的矿石样品(159GC23)属于第四种类型。由于高村矿床采集的假玄武玻璃脉样品(159GC01 和 159GC23)极细,难以与围岩分离,所以只对它们进行了显微构造的观察。选取一

个脉体宽度>0.3 cm 的假玄武玻璃样品(159YX10),根据脉体与围岩裂隙进行物理初分离,再凭借脉体与围岩的颜色差别进行细分,尽可能地除去围岩物质。样品都无污染粉碎至 200 目用于实验分析测试。

#### 3.1 XRD 分析

由于假玄武玻璃基质呈显微隐晶质-微晶质,光学显微镜下难以观察矿物的结构形态和颗粒边界,无法进一步确定其物相组成,而粉晶 X 射线衍射可以分析砂状、粉状矿物样品的物相组成及结晶程度等特征(张悦等, 2017)。因此,我们对假玄武玻璃样品(159YX10)进行了 X 射线衍射实验分析。测试在中国科学院矿物与成矿学重点实验室的德国 BRUKER D8 ADVANCE 型 X 射线衍射仪 Cu(单色)上完成。工作条件:电压 40 kV,电流 30 mA,扫描范围  $2\theta=3^{\circ}\sim 85^{\circ}$ ;狭缝 1 mm;扫描速度:  $4^{\circ}/\text{min}$ 。

#### 3.2 全岩地球化学分析

全岩样品地球化学分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。主量元素使用 Rigaku ZSX100e 型 XRF 进行分析,精度优于 5%。微量元素使用 Perkin-Elmer Sciex ELANDRC-e 型 ICP-MS 进行分析,分析精度优于 5%,具体分析方法和过程参照刘颖等(1996)和梁细荣等(2000)。

#### 3.3 Ar-Ar 年代学

假玄武玻璃样品(159YX10)送至中国原子能科学研究院 49-2 反应堆 B4 孔道进行中子照射,照射参数为  $J=0.00888294\pm 0.00003553$ ,中子通量为  $(6.0\sim 6.5)\times 10^{12}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$ ,照射时间为 24 h。用于中子通量监测的样品是我国周口店房山花岗岩闪长岩黑云母 K-Ar 定年标样(ZBH-25,年龄为 132.7 Ma)。照射后的样品冷置后,装入圣诞树状的样品架中,密封去气之后,装入 GV Instruments<sup>®</sup> 5400Ar<sup>®</sup>质谱计测试系统。样品  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  同位素年代分析测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室进行,具体的分析技术规格见 Bai et al. (2013)和邱华宁等(2015)。 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年数据的计算和投点采用 ArArCALC 计算软件(2.52 版本, Koppers, 2002)。

## 4 分析结果

#### 4.1 粉晶 X 射线衍射

据前人研究,很多镜下呈玻璃质的假玄武玻璃经 XRD 分析后,其实都是超细碎裂化的围岩粉末(Wenk, 1978)。样品 159YX10 得到的粉晶 X 射线衍



射图谱如图 4 所示, 观察图谱特征可知: ①假玄武玻璃中结晶态的物相组成主要为石英、伊利石、高岭石和钾长石; ②衍射图谱中石英的衍射峰强度较大, 说明其含量明显大于假玄武玻璃中碎斑的含量, 从而得出在基质中含有相当数量的石英微晶体或细粒化的石英; ③样品的图谱特征表现为矿物衍射峰/背景值比率很高, 矿物衍射峰尖且窄, 暗示假玄武玻璃中矿物的结晶性基本上没有变化, 仅仅是由于碎裂作用导致矿物粒度减小; ④按照各类物质的衍射图谱的最强峰的高度和面积, 根据布拉格方程  $2d\sin\theta=n\lambda$ , 计算其在矿物样本中的含量占比, 最终计算得出该样品中各类矿物的含量为石英 53.3%、伊利石 20.5%、高岭石 17.3%、钾长石 8.9%。其中分峰的标准矿物图谱来自美国矿物学家晶体结构数据库(<http://ruff.geo.arizona.edu/AMS/amcsd.php>)。

#### 4.2 地球化学特征

根据假玄武玻璃与围岩糜棱岩化片岩、糜棱岩的主量元素组成对比(表 1), 可以看出: ①假玄武玻璃与糜棱岩化片岩和糜棱岩化学成分相近, 都具有富  $\text{SiO}_2$  (>65.94%) 和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (>12.95%), 贫  $\text{MgO}$  (<2.14%) 和  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  (<5.42%), 富  $\text{K}_2\text{O}$  (>5.63%) 贫  $\text{Na}_2\text{O}$  (<0.70%) 的特点。假玄武玻璃基本上继承了糜棱岩化片岩或糜棱岩的化学成分特征。②假玄武玻璃与糜棱岩化片岩、糜棱岩的化学成分也存在着规律的差异。与其

围岩糜棱岩化片岩、糜棱岩相比, 假玄武玻璃中  $\text{SiO}_2$  含量明显减少, 而  $\text{K}_2\text{O}$  含量明显增加;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  含量有微弱增加;  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  有微弱减少的趋势。

假玄武玻璃与糜棱岩化片岩、糜棱岩的稀土元素总量在 121.93~250.56  $\mu\text{g/g}$  之间(表 2), 并且三者的稀土配分型式极其相似(图 5), 都显示轻稀土元素富集和中度的负 Eu 异常( $\delta\text{Eu}=0.51\sim 0.71$ ), 进一步证实假玄武玻璃的原岩是糜棱岩化片岩和糜棱岩。

#### 4.3 假玄武玻璃 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄

假玄武玻璃定年样品(159YX10)大多呈非结晶质或者隐晶质形态, 含少量围岩碎裂化的角砾 (<10%)。经 XRD 分析, 样品中碎裂角砾成分和结晶态的矿物主要是石英、伊利石、高岭石和钾长石。伊利石和高岭石是常见的黏土矿物, 通常由长石和云母等矿物风化而成。尽管伊利石、钾长石等含钾矿物会对假玄武玻璃的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄造成影响, 但是这些矿物的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  体系如果在假玄武玻璃形成时发生了重置, 同样可以代表这一地震事件发生的时代。另外, XRD 方法测试矿物的含量是指在样品中结晶态矿物中所占的比例, 实际上远低于在整个样品中所占的比例。类似假玄武玻璃样品的全岩  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年方法在前人文章中也有过报道(Müller et al., 2002; Vincenzo et al., 2004; 刘建民等, 2004, 2009),

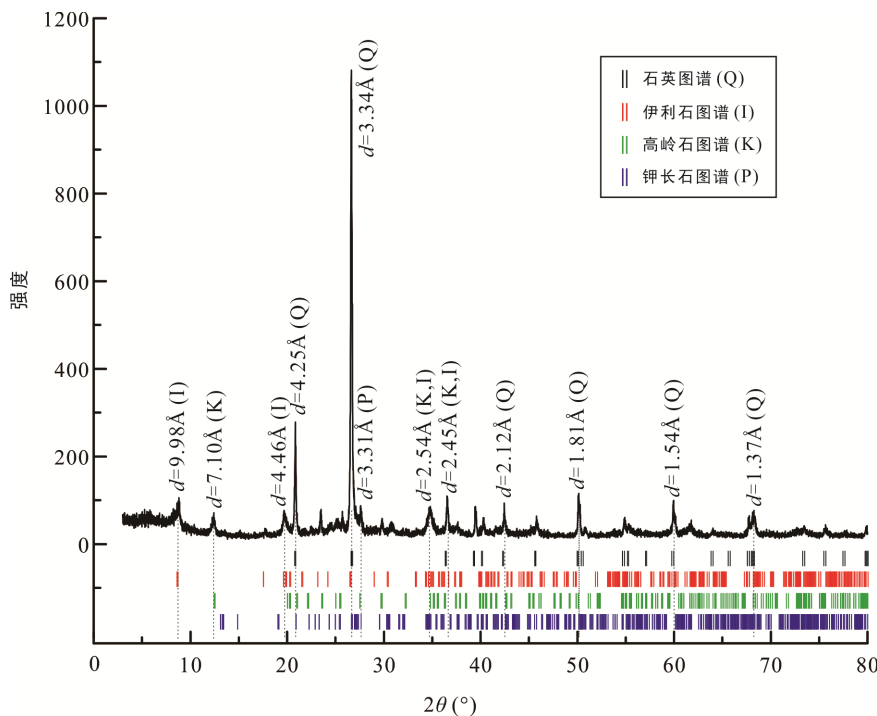


图 4 假玄武玻璃的粉晶 X 射线衍射图

Fig.4 X-ray diffraction spectrum of the pseudotachylite

表 1 河台金矿假玄武玻璃、糜棱岩化片岩、糜棱岩主量元素组成(%)  
Table 1 Major element contents (%) of the pseudotachylites, mylonitic schists, and mylonites

样号	岩性	地点	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	Na <sub>2</sub> O	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	LOI	Total	来源
159YX10	假玄武玻璃	云西	65.94	15.46	5.63	5.42	0.28	2.14	0.11	0.19	0.75	0.04	3.55	99.50	本文
	假玄武玻璃1	高村	67.10	14.67	8.07	5.37	0.64	1.61	0.06	0.41	0.48	0.05	/	98.46	张桂林, 1998
	假玄武玻璃2	高村	68.13	14.63	8.19	5.05	0.70	1.35	0.07	0.46	0.44	0.04	/	99.06	张桂林, 1998
	假玄武玻璃3	高村	70.56	12.95	10.50	3.81	0.36	0.75	0.01	0.60	0.40	0.03	/	99.97	王鹤年等, 1992
159GC05	糜棱岩化片岩	高村	70.39	14.01	4.03	3.81	1.43	1.15	0.15	1.97	0.41	0.10	2.22	99.67	本文
159GC18	糜棱岩化片岩	高村	76.62	11.50	4.07	2.89	0.33	1.19	0.17	0.44	0.37	0.08	1.79	99.44	本文
159GC21	糜棱岩化片岩	高村	74.15	12.06	3.31	3.51	2.09	1.19	0.16	1.56	0.36	0.09	1.02	99.50	本文
	糜棱岩1	高村	72.19	13.61	4.97	2.83	1.54	0.80	0.08	1.05	0.22	0.05	/	97.34	张桂林, 1998
	糜棱岩2	高村	73.72	12.03	3.36	4.62	1.55	1.47	0.13	1.02	0.44	0.04	/	98.38	张桂林, 1998
	糜棱岩3	高村	74.39	12.45	3.76	3.81	1.00	1.23	0.08	0.75	0.37	0.04	/	97.88	张桂林, 1998
	糜棱岩4	高村	75.41	14.21	3.17	3.07	2.35	0.40	0.31	0.40	0.19	0.01	/	99.52	王鹤年等, 1992

表 2 河台金矿假玄武玻璃、糜棱岩化片岩、糜棱岩稀土元素组成(μg/g)  
Table 2 REE concentrations (μg/g) of the pseudotachylites, mylonitic schists, and mylonites

样号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	来源
159YX10	假玄武玻璃	47.4	95.8	11.0	41.4	7.68	1.21	6.43	0.94	5.27	1.05	2.93	0.44	2.84	0.44	25.8	250.56	本文
GC128	假玄武玻璃	23.4	43.8	5.74	19.4	3.95	0.74	3.22	0.50	2.75	0.57	1.58	0.25	1.61	0.24	14.2	121.93	陈骏和王鹤年, 1993
YX169	超糜棱岩	23.0	45.4	6.01	20.0	4.08	0.83	3.51	0.56	3.18	0.66	1.81	0.30	2.04	0.31	16.3	128.08	陈骏和王鹤年, 1993
GC126	超糜棱岩	31.2	67.5	8.86	29.5	5.73	1.08	4.99	0.77	4.29	0.90	2.50	0.39	2.50	0.38	22.7	183.24	陈骏和王鹤年, 1993
GC151	超糜棱岩	32.6	63.9	8.28	28.1	5.44	0.93	4.67	0.72	3.93	0.82	2.22	0.35	2.27	0.35	20.2	174.72	陈骏和王鹤年, 1993
159GC05	糜棱岩化片岩	33.4	64.8	7.18	26.2	4.73	0.91	4.02	0.59	3.32	0.67	1.89	0.28	1.85	0.28	17.0	167.02	本文
159GC18	糜棱岩化片岩	26.2	52.4	6.06	22.5	4.21	0.62	3.47	0.49	2.55	0.46	1.19	0.17	1.07	0.17	11.3	132.86	本文
159GC21	糜棱岩化片岩	26.2	51.2	5.82	21.3	3.94	0.85	3.25	0.47	2.55	0.48	1.28	0.19	1.22	0.19	11.9	130.83	本文

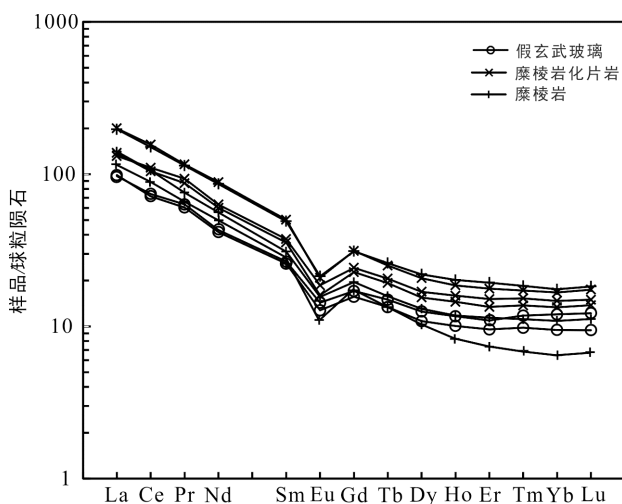


图 5 河台金矿假玄武玻璃、糜棱岩化片岩、糜棱岩稀土元素球粒陨石标准化分布型式图(球粒陨石标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns of the pseudotachylites, mylonitic schists, and mylonites in the Hetai goldfield

他们认为熔融或超碎裂成因的假玄武玻璃在形成过程中, 主要的含 K 矿物(如云母、角闪石以及钾长石等)因熔点、强度和热传导率较低而倾向于进入基质, 使 K 含量相对围岩更加富集, 同时因所含的原生碎斑较少, 使之成为  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年的理想对象。

假玄武玻璃的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  实验数据见表 3, 最后八个加热阶段 Ar 释放的坪年龄平均值显示为  $123.33 \pm 1.00$  Ma, 与样品对应的等时线年龄( $122.18 \pm 1.46$  Ma)一致, 表明年龄是可靠的。在 Ar 释放的前几个阶段, 年龄坪呈阶梯状, 反映样品成分和结构的不均一性(图 6)。

全岩 K-Ar (Ar-Ar) 阶段性升温测试方法的优点是对于同一脉体既可以得到年龄谱, 年龄谱又充分反映了脉体自形成后的热演化历史, 但其缺点是不能有效解释假玄武玻璃成分和结构的不均一性(肖灯意等, 2009)。尽管现在有了较成熟的技术, 但对于由样品结构差异造成年龄结果的复杂性, 比如含母岩矿物碎斑、岩屑、熔融成因的玻璃质基质和新生矿物等对阶段性升温 Ar 释放均有强烈影响, 目前仍没有

表 3 河台金矿假玄武玻璃全岩  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  分析数据  
Table 3  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analytical results of the pseudotachylite from the Hetai goldfield

加热阶段	激光能量	$^{36}\text{Ar}_A$	$^{37}\text{Ar}_{Ca}$	$^{38}\text{Ar}_{Cl}$	$^{39}\text{Ar}_K$	$^{40}\text{Ar}_r$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{40}\text{Ar}_r$ (%)	$^{39}\text{Ar}_K$ (%)	K/Ca $\pm 2\sigma$
1	4.0%	33.31944	103.53827	2.91780	1666.06780	13846.80	128.80 $\pm$ 1.82	58.43	7.64	6.2 $\pm$ 1.1
2	5.0%	8.42128	125.29764	2.46598	1504.49663	12710.93	130.86 $\pm$ 0.68	83.61	6.90	4.6 $\pm$ 0.6
3	6.0%	5.51477	62.20883	2.36572	1409.90957	11670.87	128.31 $\pm$ 0.69	87.73	6.47	8.8 $\pm$ 1.9
4	7.0%	4.49739	55.01309	1.64757	983.43875	7899.18	124.63 $\pm$ 0.64	85.58	4.51	6.9 $\pm$ 1.7
5	8.0%	3.36207	29.81956	1.44376	869.03926	6878.06	122.86 $\pm$ 0.61	87.36	3.99	11.3 $\pm$ 5.0
6	9.0%	2.17339	33.01441	1.97180	1139.37208	8667.59	118.25 $\pm$ 0.52	93.08	5.23	13.4 $\pm$ 6.5
7	10.0%	1.83381	36.22479	1.87349	1061.59166	7862.94	115.23 $\pm$ 0.50	93.53	4.87	11.3 $\pm$ 4.7
8	11.0%	3.30988	45.67977	2.77959	1572.95554	11495.93	113.74 $\pm$ 0.51	92.13	7.22	13.3 $\pm$ 3.9
9	12.0%	2.44479	32.71259	2.11143	1216.02787	9078.60	116.12 $\pm$ 0.56	92.60	5.58	14.4 $\pm$ 7.8
10	14.0%	1.48855	30.21707	1.83502	1003.43046	7786.99	120.55 $\pm$ 0.51	94.63	4.60	12.9 $\pm$ 6.3
11	17.0%	2.07516	26.52509	2.81178	1533.45795	12170.35	123.19 $\pm$ 0.51	95.18	7.04	22.4 $\pm$ 10.8
12	20.0%	2.43357	20.30521	2.18920	1348.53784	10753.58	123.76 $\pm$ 0.55	93.71	6.19	25.7 $\pm$ 14.2
13	25.0%	2.79888	21.45065	2.68104	1545.87296	12282.42	123.32 $\pm$ 0.54	93.67	7.09	27.9 $\pm$ 18.3
14	30.0%	2.19235	90.75980	2.76069	1426.09449	11245.74	122.43 $\pm$ 0.54	94.53	6.54	6.1 $\pm$ 1.7
15	35.0%	1.49057	27.39928	1.35292	759.69318	6040.47	123.41 $\pm$ 0.59	93.18	3.49	10.7 $\pm$ 5.0
16	40.0%	2.88810	24.34945	2.06229	1167.50516	9283.60	123.42 $\pm$ 0.54	91.56	5.36	18.6 $\pm$ 7.9
17	45.0%	1.48909	14.51516	1.35192	762.21907	6049.74	123.20 $\pm$ 0.56	93.19	3.50	20.3 $\pm$ 20.5
18	50.0%	2.37474	25.07315	1.37579	823.22032	6572.46	123.90 $\pm$ 0.54	90.33	3.78	12.7 $\pm$ 5.9

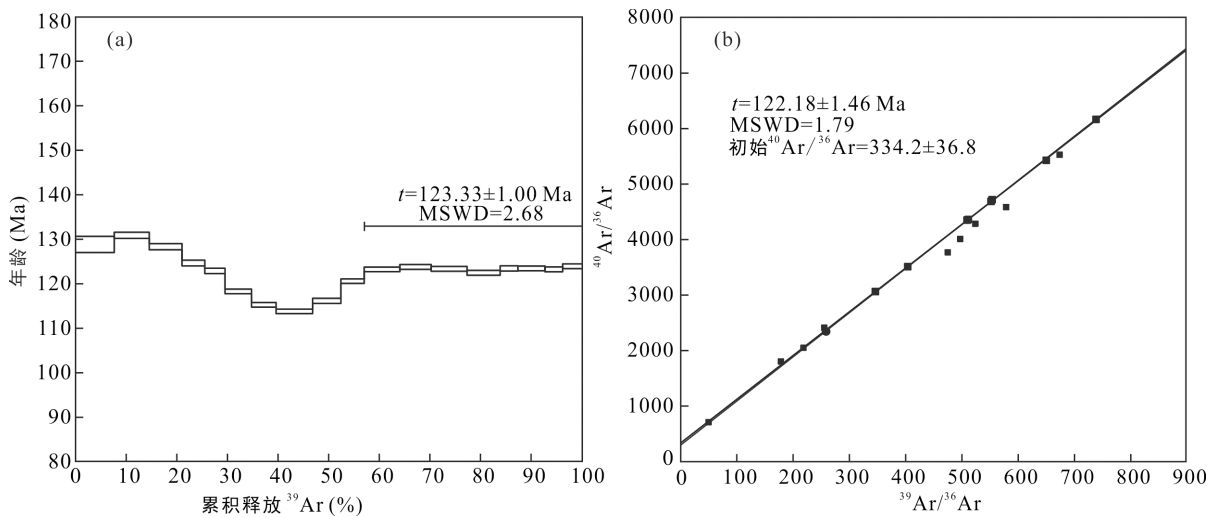


图 6 河台金矿假玄武玻璃  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  坪年龄(a)和正等时线年龄(b)图谱  
Fig.6  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectrum (a) and isochron plot (b) for the pseudotachylite from the Hetai goldfield

很好的处理手段。所以大部分学者还是认为全岩 K-Ar (Ar-Ar)方法在确定某些假玄武玻璃及含假玄武玻璃的断裂构造年代时,仍然是一种行之有效的方法 (Vincenzo et al., 2004; 刘建民等, 2009; 肖灯意等, 2009)。

## 5 讨论

### 5.1 岩石成因

关于假玄武玻璃的成因问题,学术界一直存在

争论。Holland (1900)最先提出了熔融成因,随后 Shand (1916)在提出假玄武玻璃概念时也支持了摩擦熔融成因。但有些学者认为它是超碎裂的产物 (Spray et al., 1995; 张桂林等, 1998; 靳立杰等, 2014),有些学者则认为是超糜棱岩化的结果(Passchier, 1982),而 Wenk (1978)则认为是断层滑动中晶体爆炸冲击的结果。总结前人研究,熔融成因的假玄武玻璃具有以下几个特征: ①有些脉体基质全部由非隐晶质的玻璃形成; ②脉体边界的淬火现象; ③球状、树枝



状微晶结构, 微晶的粒度和结晶习性在脉体中从边部到中心呈过渡渐变关系; ④微晶中出现只有在高温下稳定而在母岩中一般不出现的矿物; ⑤气孔和杏仁构造; ⑥硫化物熔滴构造; ⑦岩屑、晶屑的同化熔融所形成的港湾构造; ⑧球粒构造(Magloughlin et al., 1992; 张进江和郑亚东, 1995)。

河台金矿假玄武玻璃的特征显示其主要是熔融成因。依据如下: ①高村矿床混合岩所包含的第二种假玄武玻璃脉体基本上全部伴随着树枝状微晶结构; ②云西矿床糜棱岩化片岩中的第三种假玄武玻璃脉中发育有非晶质玻璃组成的基质, 碎斑具有熔蚀结构, 形成港湾状, 也有些碎屑物质呈角砾状、半磨圆状分散在脉体中, 且碎屑物质有大有小, 碎裂化程度很不均匀; ③高村矿石中第四种假玄武玻璃脉具有玻璃质均质体或者极细的结晶质结构。这些特征说明河台金矿假玄武玻璃兼具碎裂岩化和部分熔融的特征, 是两者共同作用的结果(Maddock, 1992; Lin, 1994; 林爱明, 2002; 侯广顺等, 2013)。刘建民等(2009)研究表明地震成因的假玄武玻璃可以沿着地震构造带的整个深度范围内发育, 既可以与断裂带浅部脆性变形环境中的碎裂岩共生, 也可以发育在地壳深部以晶质塑性变形为特征的区域中与糜棱岩共生。实验研究也表明, 岩石的碎裂化和粉末化作用是摩擦熔融的先决条件(Spray, 1995)。这些研究结果与河台金矿假玄武玻璃的发育规律是相似的。另外, 河台金矿假玄武玻璃脉的走向与糜棱岩化片岩和糜棱岩的面理具有相交关系, 说明其并不是超糜棱岩化的产物(Passchier, 1982)。

根据假玄武玻璃脉体的产状特征, 脉体的成因可分为两种: 一种是切穿早期碎裂岩, 具有流动构造贯入成因的假玄武玻璃(Bjørnerud, 2010; Zanchetta, 2011); 另外一种为原地熔融结晶或碎裂化成因的假玄武玻璃(张桂林等, 1998; Vincenzo et al., 2004; Cosca et al., 2005)。河台金矿主要的假玄武玻璃脉体观察到的流动性构造并不明显, 既没有发现流面构造和流线构造, 也没有流动分异现象, 全岩成分和紧邻的围岩成分相同, 说明它们为原地熔融结晶或碎裂化成因。但是河台金矿部分极细的假玄武玻璃脉也具有贯入的特征(图 3d~f)。根据本文分析的样品数据和前人的研究结果, 与母岩比较, 假玄武玻璃的  $\text{SiO}_2$  含量相对较低, 而  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MnO}$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  富集, 说明层状硅酸盐和角闪石等暗色矿物被选择熔融,  $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量较高, 说明碱

性长石易于熔融。假玄武玻璃基质中  $\text{H}_2\text{O}$  含量较母岩高, 证明含水矿物选择性优先熔融。这一特征与前人的研究结果一致, 即在主要造岩矿物中, 熔融顺序为层状硅酸盐→角闪石等暗色矿物→长石→石英(Maddock, 1992; 张进江和郑亚东, 1995)。

假玄武玻璃是地震滑动的产物, 分布于整个地震发生带。过去认为地震与非地震的转换位于石英脆-塑性转换带(300 °C, 12 km), 但 Scholz (1988) 引入了一个更宽的半脆性带(300~450 °C, 12~18 km), 其内石英呈塑性变形, 长石呈脆性变形, 下界为长石的脆性-塑性转换带。也有人根据假玄武玻璃的结构来判断其形成深度, 含有气孔杏仁结构的假玄武玻璃形成深度<1.6 km; 非晶质玻璃形成深度<6 km; 微晶结构的假玄武玻璃形成于 8~18 km(林爱明等, 2002)。而河台金矿混合岩中的假玄武玻璃可见到微晶结构, 糜棱岩化片岩和矿石中的假玄武玻璃脉中形成了少量的非晶质玻璃, 故推测河台金矿的假玄武玻璃脉体形成深度在 6~18 km。

## 5.2 地质意义

### 5.2.1 地震学指示意义

地震断层的破裂传播过程在微观和宏观规模上都是相当复杂的, 而地震断层带地质资料的缺乏又妨碍了对地震断层破裂机制的详细研究。假玄武玻璃是惟一既可以在以脆性破裂机制为主的地壳浅部的断层带内形成, 又可以在以塑性变形为主的地壳深部的韧性剪切带内由快速地震断层摩擦剪切运动产生的地震断层岩(Lin et al., 1994; 林爱明等, 2002)。假玄武玻璃作为地震的“活化石”, 可以根据其存在直接判定地震事件的存在(肖灯意等, 2009)。如刘建民等(2005)在大别造山带东部发现了广泛的地震成因假玄武玻璃; 林爱明等(2002)认为大河镇剪切带形成过程中伴随大地震的反复发生, 从塑性到脆性的不同断层深度发育多种类型的假玄武玻璃; 陈柏林等(2005)在玛因鄂博断裂带内发现假玄武玻璃, 说明玛因鄂博断裂在早先地质时期存在以地震为主要形式的脆性断裂活动; 王焕(2015)在我国著名的地震多发地——龙门山断裂带, 也发现了多期次不同深度的假玄武玻璃。

河台金矿的假玄武玻璃在高村和云西金矿床都有发现, 且形成深度较深(6~18 km), 反映在粤西地区白垩纪时期存在以地震为主要形式的脆性断裂活动。因为地震作用的持续时间很短, 而假玄武玻璃脉体宽度较小, 基本上单脉<2 cm, 组合脉最宽不到

40 cm。地震事件也没有造成程度的全岩熔融, 浅部的假玄武玻璃脉中基质保存有母岩的岩屑和晶屑。从脉体的宽度和成分来看, 地震强度不大。另一方面, 据学者估计, 假玄武玻璃记录的辐射能量可能只代表了在地震滑移时释放总能量的 10%, 大部分能量沿着断裂带被岩石的摩擦碎裂化作用吸收而形成了大量的碎裂岩、超碎裂岩(McGarr, 1999)。

### 5.2.2 地壳抬升

造山带内假玄武玻璃的存在及年代学确定可以较好地说明造山带冷却或抬升的历史。刘建民等(2005)在大别造山带东部发现了地震成因的假玄武玻璃, 认为构造带抬升过程中伴随了多期构造及岩石细粒化作用。侯广顺等(2013)通过登封大断层的分支断层及断层破碎带细致的工作, 首次发现的假玄武玻璃指示登封大断层与嵩山山脉的隆升有重要关系, 表明山脉隆升过程中伴随有强烈的地震活动。林爱明等(2002)发现在秦岭-大别造山带碰撞和抬升隆起过程中, 大河镇剪切带中从塑性到脆性不同断层深度发育多种类型的假玄武玻璃, 也说明了该地区大地震的反复发生。根据新疆富蕴可可托海-二台断裂带中假玄武玻璃及其围岩的年代学研究, 假玄武玻璃的形成年龄(280 Ma)与包括额尔齐斯断裂带在内的造山带形成年龄(260~290 Ma)一致, 刘建民等(2009)认为二台断裂带和假玄武玻璃的形成与阿尔泰古生代造山带的演化过程存在某种成因上的内在联系。Cosca et al. (2005)通过对意大利 Dora Maira 地块熔融成因假玄武玻璃基质的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  激光微区分析得到 17.9~23.6 Ma 的年龄, 再结合该地区超高压岩体的隆升和构造热剥蚀年龄, 认为产生假玄武玻璃的古地震活动在 UHP 折返和揭顶过程中起到促进作用。

假玄武玻璃本身及含假玄武玻璃的断裂带发育普遍具有多期性, 而且, 晚期构造产物总是较早期产物碎裂岩化作用更加强烈, 这说明先期存在的构造软化带在控制假玄武玻璃形成过程中起着非常重要的作用, 即构造带抬升过程中伴随的多期构造和细粒化作用是形成假玄武玻璃的基础(刘建民, 2005)。在河台金矿的第三种假玄武玻璃里面, 发现的两期假玄武玻璃脉体正是构造多期性的有力证据。

Li et al. (2005)对云开大山抬升剥蚀历史做了详细的研究, 得出云开大山地区锆石的裂变径迹年龄在 133~97.4 Ma 之间, 磷灰石的裂变径迹年龄在 43.2~68.4 Ma 之间, 据此计算模拟的温压演化路径显示云开大山在 130 Ma 到 70 Ma 之间平均冷却和隆

升速率分别是 1.33 °C/Ma 和 0.04 mm/a。而河台金矿的假玄武玻璃就形成在云开大山的抬升时期, 说明地壳抬升与地震事件的发生有着密切的关系。

### 5.3 成矿指示意义

关于河台金矿年龄的研究, 前人做了大量的工作。仅仅在河台地区, 搜集到的年龄数据就有 35 个。包括高村、云西、河海矿床的矿体、热液脉石的年龄(陈好寿和李华芹, 1991; 翟伟等, 2004, 2005; 王成辉等, 2012), 矿体围岩片岩、千枚岩的变质年龄(富云莲和叶伯丹, 1991), 与矿体密切相关的混合岩和伟晶岩的结晶年龄(张伯友和俞鸿年, 1992; 王联魁等, 2003; 翟伟等, 2006; 王成辉等, 2012), 云楼岗和伍村岩体的侵入就位年龄(王联魁等, 2003; 翟伟等, 2005)以及河台金矿的韧性剪切带年龄(蔡建新, 2006, 2012)等。

金矿定年工作是一个普遍的难题, 虽然采取了各种不同的定年方法, 但是目前河台金矿形成的年龄还是不确定的, 成矿时代有加里东期、印支期和燕山期(翟伟等, 2005, 2006; 蔡建新, 2012; 王成辉等, 2012)。根据假玄武玻璃与河台金矿体的关系, 认为此次假玄武玻璃的年龄  $123.33 \pm 1.00$  Ma 为河台金矿的形成确定了一个年龄上限。结合前人的研究认为剪切期后热液作用是河台金矿的主要成矿机制, 也就是说, 韧性剪切带的年龄(187~200 Ma; 蔡建新, 2006; Zhang and Cai, 2009; Cai, 2013)可以作为河台金矿形成的年龄下限(Wang et al., 1997; Zhang et al., 2001; Jiao et al., 2017)。综合来看, 河台金矿的年龄介于 187~123 Ma 之间, 因此其成矿时间是燕山期, 而不是印支期或加里东期。

## 6 结 论

假玄武玻璃的野外产状及显微结构特征, 清晰地记录了河台金矿中假玄武玻璃与围岩、矿体间的空间关系和演化序列。结合实验分析, 得出如下几点认识:

(1) 河台金矿的假玄武玻璃主要表现为断裂带母岩的摩擦熔融特征, 仅在浅部的样品中可以看到少量代表超碎裂岩化的特征, 暗示其以摩擦熔融为主, 兼具碎裂岩化, 其成因是两者共同作用的结果。

(2) 假玄武玻璃本身及含假玄武玻璃断裂带的发育普遍具有多期性, 而且, 晚期构造产物总是较早期产物碎裂岩化作用更加强烈。河台金矿的假玄武玻璃特征表明断裂带存在多期构造及细粒化作

用。根据河台金矿假玄武玻璃脉体的显微结构和成分,我们估计假玄武玻璃形成深度在 6~18 km。

(3) 河台金矿假玄武玻璃的发现反映了在白垩纪地质时期粤西地区云开大山抬升过程中存在以地震为主要形式的脆性断裂活动。这一地震事件晚于河台金矿的成矿事件,假玄武玻璃的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄  $123.33\pm 1.00\text{ Ma}$  可以作为河台金矿成矿年龄的上限。

**致谢:** 研究工作过程中,得到广东省地质局第五地质大队的支持,感谢大队领导和余小俭高级工程师、李晨工程师的大力协助,中国科学院广州地球化学研究所魏景明副研究员、张万峰助理研究员、王鑫玉博士、田雨博士、赵慧芳硕士、何运鸿硕士等给予很多指导和帮助,中国科学院地质与地球物理所的张旗研究员和另外一名匿名审稿人对本文提出的建设性修改建议,特此表示衷心感谢。

#### 参考文献(References):

蔡建新. 2006. 粤桂边界合浦-河台韧性剪切带及其大地构造意义. 南京: 南京大学硕士学位论文: 38-40.

蔡建新. 2012. 广东河台右旋韧性剪切带及其对金矿的控制. 地质论评, 58(6): 1069-1080.

陈柏林, 周刚, 张小林, 刘建民. 2005. 阿勒泰青河地区发现假玄武玻璃. 地质论评, 51(6): 718.

陈好寿, 李华芹. 1991. 云开隆起金矿带流体包裹体Rb-Sr等时线年龄. 矿床地质, 10(4): 333-341.

陈骏, 王鹤年. 1993. 广东省河台含金剪切带中REE及其它微量元素的含量和分布特征. 矿床地质, 12(3): 202-211.

段嘉瑞, 何绍勋, 周崇智, 徐霁军. 1992. 广东河台金矿构造特征及剪切带型金矿模式探讨. 中南矿冶学院学报, 23(8): 245-252.

富云莲, 叶伯丹. 1991. 广东清远-高要金矿的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年. 岩石矿物学杂志, 10(1): 21-28.

龚贵伦, 陈广浩, 林舸, 曾乔松, 龚朝阳, 王斯亮, 黄栋林. 2010. 广东河台金矿构造应力场演化及构造控矿模式. 矿床地质, 29(S2): 16-26.

广东省地质局第五地质大队. 2013. 广东省河台金多金属矿整装勘查区地质概况附图3.

侯广顺, 夏含峰, 曹高社, 司荣军, 庞绪成, 王珠峰, 何军华. 2013. 嵩山地区假玄武玻璃的发现及其古地震意义. 河南理工大学学报(自然科学版), 32(2): 151-155.

靳立杰, 周汉文, 王继林, 钟增球, 王锦荣. 2014. 豫西双龙剪切带假玄武玻璃的成因及地质意义. 地质科技情报, 33(1): 49-54.

李兆麟, 翟伟, 黄栋林, 孙凯, 文拥军. 2002. 河台金矿床

垂深及横向剖面Au及伴生微量元素地球化学特征及矿床深部评价. 地球化学, 31(5): 473-480.

梁细荣, 李献华, 刘颖, 李寄岷. 2000. 激光熔蚀微探针-电感耦合等离子体质谱法——一种快速测定岩石样品中多个元素的新方法. 分析测试学报, 19(1): 33-36.

林爱明, 孙知明, 杨振宇. 2002. 桐柏-大别造山带内与脆性-韧性剪切带共生的假玄武玻璃的发现及意义. 地质学报, 76(3): 373-380.

刘继顺. 1996. 韧性剪切带中金成矿研究的若干问题. 地质论评, 42(2): 123-138.

刘建民, 陈柏林, 董树文, 赵越, 刘晓春. 2009. 新疆富蕴可可托海-二台断裂带中假玄武玻璃及其围岩的年代学研究. 地质论评, 55(4): 581-589.

刘建民, 董树文, 张家声, 刘晓春, 陈柏林. 2005. 大别造山带东部假玄武玻璃的显微构造特征及其意义. 地球学报, 26(3): 229-234.

刘建民, 董树文, 张家声, 刘晓春, 陈文, 陈柏林. 2004. 大别造山带东部假玄武玻璃及其围岩的K-Ar和 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄及地质意义. 地质学报, 78(3): 374-380.

刘伟, 黄满湘, 欧阳玉飞. 2005. 广东河台金矿成矿流体特征. 矿产与地质, 19(5): 469-474.

刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用ICP-MS准确测定岩石样品中的40余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558.

邱华宁, 白秀娟, 刘文贵, 梅廉夫. 2015. 自动化 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年设备研制. 地球化学, 44(5): 477-484.

沙绍礼, 陈晓林. 2013. 兰坪河西古元古界雪龙山岩群假玄武玻璃的发现. 云南地质, 32(1): 1-4.

王成辉, 张长青, 王永磊, 邱小平, 龚朝阳. 2012. 广东高要河台金矿同位素年代学研究. 大地构造与成矿学, 36(3): 427-433.

王鹤年, 张守韵, 愈受. 1992. 华夏地块韧性剪切带型金矿地质. 北京: 科学出版社: 132-137.

王焕. 2015. 龙门山构造带地震断裂机制研究. 北京: 中国地质科学院博士学位论文: 120-121.

王联魁, 沙连堃, 徐文新, 邓高强, 张绍立, 梁跃龙. 2003. 论花岗岩建造与系列(以华南河台地区和粤西地区的花岗岩为例)——兼论花岗岩三级成因分类. 广州: 广东科技出版社: 15-17.

肖灯意, 李德威, 罗文行, 李华亮. 2009. 假玄武玻璃年代学研究现状及其地震学指示意义. 矿物岩石地球化学通报, 28(4): 407-415.

翟伟, 李兆麟, 黄栋林, 文拥军. 2004. 粤西河台金矿床富硫化物石英脉Rb-Sr等时线年龄讨论. 地球学报, 25(2): 243-247.

翟伟, 李兆麟, 孙晓明, 黄栋林, 梁金龙, 苗来成. 2006.

- 粤西河台金矿锆石SHRIMP年龄及其地质意义. 地质论评, 52(5): 690–699.
- 翟伟, 袁桂邦, 李兆麟, 黄栋林, 文拥军. 2005. 粤西河台金矿床富硫化物含金石英脉锆石U-Pb 测年及成矿意义. 地质论评, 51(3): 340–346.
- 张伯友, 俞鸿年. 1992. 粤西深层次推覆构造带岩石垂向分带性的发现. 科学通报, 37(2): 157–160.
- 张桂林, 梁金城, Boulter C A. 1998. 广东河台金矿假玻状岩的形成机制及其与成矿的关系. 桂林工学院学报, 18(1): 1–7.
- 张进江, 郑亚东. 1995. 假玄武玻璃及其形成过程和机制综述. 地质科技情报, 14(4): 22–28.
- 张悦, 马梦玲, 张桂凤, 刘二情, 王艳凯, 何丽. 2017. XRD粉晶衍射仪对天然岩石矿物成分含量测定的研究. 世界有色金属, (2): 201–202.
- 周永章, 张海华, 卢焕章, Jayanta Guha, Edward H Chown. 1995. 粤西河台金矿床的流体包裹体及成矿流体. 矿物学报, 15(4): 411–417.
- Bai X J, Wang M, Jiang Y D and Qiu H N. 2013. Direct dating of tin-tungsten mineralization of the Piaotang tungsten deposit, South China, by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  progressive crushing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 114(4): 1–12.
- Bjørnerud M. 2010. Rethinking conditions necessary for pseudotachylyte formation: Observations from the Otago schists, south island, New Zealand. *Tectonophysics*, 490(1): 69–80.
- Cai J X. 2013. An Early Jurassic dextral strike-slip system in southern South China and its tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 63: 27–44.
- Cosca M A, Caby R and Bussy F. 2005. Geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of pseudotachylyte associated with UHP whiteschists from the Dora Maira Massif, Italy. *Tectonophysics*, 402(1): 93–110.
- Holland T H. 1900. The charnockite series, a group of Archaean hypersthene rocks in Peninsular, India. *India Geology Survey*, 28(2): 119–249.
- Jiao Q Q, Wang L X, Deng T, Xu D R, Chen G W, Yu D S, Ye T W and Gao Y W. 2017. Origin of the ore-forming fluids and metals of the Hetai goldfield in Guangdong Province of South China: Constraints from C-H-O-S-Pb-He-Ar isotopes. *Ore Geology Reviews*, 88: 674–689.
- Koppers A A P. 2002. ArArCAIC—software for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age calculations. *Computers & Geosciences*, 28(5): 605–619.
- Li X M, Wang Y J, Tan K X and Peng T P. 2005. Mesozoic uplifting and exhumation on Yunkaidashan: Evidence from fission track thermochronology. *Chinese Science Bulletin*, 50(9): 903–909.
- Lin A. 1994. Glassy pseudotachylyte veins from the Fuyun fault zone, Northwest China. *Journal of Structural Geology*, 16(1): 71–83.
- Maddock R H. 1992. Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylites in Lewisian gneiss, Scotland. *Tectonophysics*, 204(3–4): 261–278.
- Magloughlin J F. 1992. Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: The cataclasite-pseudotachylyte connection. *Tectonophysics*, 204(3–4): 243–260.
- McGarr A. 1999. On relating apparent stress to the stress causing earthquake fault slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2): 3003–3011.
- Müller W, Kelley S P and Villa I M. 2002. Dating fault-generated pseudotachylytes: Comparison of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  stepwise-heating, laser-ablation and Rb-Sr microsampling analyses. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(1): 57–77.
- Passchier C W. 1982. Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 4(1): 69–79.
- Scholz C H. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77(1): 319–328.
- Shand S J. 1916. The pseudotachylyte of Parijs (Orange Free State), and its relation to trap-shotten ‘gneiss’ and ‘flinty crush-rock’. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 72: 198–221.
- Spray J G. 1995. Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? *Geology*, 23(12): 1119–1122.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes // Saunder A D and Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Vincenzo D G, Rocchi S, Rossetti F and Storti F. 2004.  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  dating of pseudotachylytes: The effect of clast-hosted extraneous argon in Cenozoic fault-generated friction melts from the West Antarctic Rift System. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3): 349–364.
- Wang H N, Chen J, Ji J F and Qu X M. 1997. Geological and



- geochemical characteristics of the Hetai gold deposit, South China: Gold mineralization in an auriferous shear zone. *International Geology Review*, 39: 181–190.
- Wenk H R. 1978. Are pseudotachylites products of fracture or fusion? *Geology*, 6: 507–511.
- Zanchetta S. 2011. Cretaceous-Eocene compression in the central Southern Alps (N Italy) inferred from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of pseudotachylites along regional thrust faults. *Journal of Geodynamics*, 51(4): 245–263.
- Zhang G L, Boulter C A and Liang J C. 2001. Brittle origins for disseminated gold mineralization in mylonite: Gaocun gold deposit, Hetai goldfield, Guangdong Province, South China. *Economic Geology*, 96(1): 49–59.
- Zhang K J and Cai J X. 2009. NE-SW-trending Hepu-Hetai dextral shear zone in southern China: Penetration of the Yunkai Promontory of South China into Indochina. *Journal of Structural Geology*, 31(7): 737–748.
- Zheng Y, Zhou Y Z, Wang Y J, Shen W J, Yang Z J and Li X Y. 2014. A fluid inclusion study of the Hetai goldfield in the Qinzhou Bay-Hangzhou Bay metallogenic belt, South China. *Ore Geology Reviews*, 73: 346–353.
- Zhu J J, Li Z A, Lin G, Zeng Q, Zhou Y, Yi J, Gong G and Chen G. 2014. Numerical simulation of mylonitization and structural controls on fluid flow and mineralization of the Hetai gold deposit, west Guangdong, China. *Geofluids*, 14(2): 221–233.

## Geochronology, Geochemistry and Geological Significance of Pseudotachylites in Hetai Goldfield, Guangdong Province

WANG Lixing<sup>1,2</sup>, JIAO Qianqian<sup>3</sup>, XU Deru<sup>4\*</sup>, CHEN Genwen<sup>1</sup> and ZHU Yuhua<sup>5</sup>

(1. CAS Key Laboratory of Mineral and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Faculty of Land Resources Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China; 4. State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China; 5. Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China)

**Abstract:** Pseudotachylites in the Hetai goldfield have been depicted in previous papers, however, the relationship between the pseudotachylite and ore mineralization is still not clear and no integrated and detailed researches have been reported yet. Pseudotachylite vein was reported to have been observed in the mylonite, in this study we found that pseudotachylite veins occur in all types of rocks. Pseudotachylites are dark in color and occur as dykes or veins in the mylonitic schist, mylonite, migmatite and orebody. Pseudotachylite veins commonly show microlitic structure and embayed structure, and contain cataclastic quartz and feldspar. The structures suggest that the pseudotachylites were mainly frictional melting of coseismic faults accompanied by a small amount of fragmentation. XRD analysis shows that the pseudotachylite consists of minerals including quartz 53.3%, illite 20.5%, kaolinite 17.3%, orthoclase 8.9%. The pseudotachylites are geochemically similar to the country rocks, e.g, high  $\text{SiO}_2$  (>65.94%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (>15.46%), rich  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ) and lower  $\text{MgO}$  (<2.14%) and  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  (<5.42%). The pseudotachylites and country rocks have similar REE patterns that characterized by LREE-enrichment and moderate negative Eu anomalies ( $\delta\text{Eu} = 0.51 - 0.71$ ). The microscopic and geochemical features show that the pseudotachylites may have been formed through melting of the country rocks at depth of 6 to 18 km. We suggest that the pseudotachylites in the Hetai goldfield were results of earthquakes during uplift of the Yunkaidashan. The crosscut relationship between the orebody and the pseudotachylite indicates that the gold mineralization in the Hetai goldfield post-date the pseudotachylite, which means that the gold mineralization is no younger than  $123.33 \pm 1.00$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method), the age of the pseudotachylites.

**Keywords:** pseudotachylite; Ar-Ar geochronology; microstructure; Hetai goldfield