

编号: 0258-7106(2011)04-0699-12

山东乳山金矿床流体包裹体爆裂曲线特征 及其找矿意义*

程伟¹, 沈昆¹, 田秀林¹, 王强¹, 谢奕汉², 于雷亨¹, 瞿友兰¹

(1 山东省地质科学实验研究院, 山东 济南 250013; 2 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要 流体包裹体爆裂法作为一种辅助找矿手段, 可用于找矿勘探实践中。文章通过对山东半岛乳山金青顶石英脉型金矿花岗岩围岩、蚀变岩石和含金石英脉采样和分析, 发现花岗岩围岩石英的爆裂曲线具有高的爆裂频次, 起爆温度接近 300℃, 在大约 360~450℃ 和 573℃ (α -石英/ β -石英相变温度) 分别有明显宽的爆裂峰和窄的尖锐爆裂峰, 而含金石英脉的爆裂频次、爆裂峰强度和相变峰高相应降低, 从而围绕矿体构成蒸发晕负异常; 虽然这不同于以往的研究结果, 即围绕矿床出现蒸发晕正异常, 但对于胶东地区金矿找矿勘探工作仍具有一定的应用价值。

关键词 地球化学, 流体包裹体, 爆裂法, 蒸发晕负异常, 乳山金矿, 山东半岛

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Characteristics of decrepitation curves of fluid inclusions in Rushan gold deposit, Shandong Province

CHENG Wei¹, SHEN Kun¹, TIAN XiuLin¹, WANG Qiang¹, XIE YiHan², YU LeiHeng¹ and QU YouLan¹

(1 Shandong Institute and Laboratory of Geological Sciences, Jinan 250013, Shandong, China;

2 Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract

The decrepitation method of fluid inclusions can be used as a supplementary means in combination with other methods in mineral exploration. Based on sampling and decrepitation analysis of granitic and altered wall rocks and auriferous quartz veins from the Rushan quartz vein type gold deposit, the authors reveal that the granitic wall rock has high decrepitation intensity (frequency), pronounced decrepitation peak with normal distribution in the temperature interval of ca. 360~450℃ and a sharp peak at 573℃ which is the phase transition temperature of α/β -quartz, whereas the auriferous quartz veins exhibit lower decrepitation frequency, lower decrepitation peak from 360 to 450℃ and weak peak at 573℃; consequently, negative anomalies of vapor aureole occur in/around the ore bodies. Although this phenomenon is in contrast to many decrepitation studies of ore deposits where positive anomalies of vapor aureole occur in/around the ore bodies, it can still be applied to gold exploration in Shandong Peninsula.

Key words: geochemistry, fluid inclusion, decrepitation method, negative anomaly of vapor aureole; Rushan gold deposit, Shandong Province

* 本文得到山东省地质勘查科研项目(鲁勘字 2006 J15 号)和国土资源部公益性行业科研专项(课题编号 200911043-03)共同资助
第一作者简介 程伟,女,1978年生,工程师,主要从事地质矿产工作。Email: weiwei0208@sohu.com
收稿日期 2011-02-20; 改回日期 2011-06-10。张绮玲编辑。

流体包裹体爆裂法的研究始于20世纪40年代,加拿大 Scott(1948)和 Smith(1952)首先设计和组装了爆裂仪,为流体包裹体在找矿勘查方面的应用研究奠定了基础。流体包裹体爆裂法作为一种辅助找矿手段,于上世纪七八十年代曾被原苏联和中国的地质工作者广泛用于找矿勘探实践中,并取得了一定成效(Yermakov, 1967; 喻铁阶等, 1978; 魏家秀, 1987; 刘志民, 1988; 梁枫等, 1988; 谢奕汉等, 1983, 1989)。虽然矿物爆裂温度所受干扰因素较多,爆裂法的应用曾一度受到质疑,但近十多年来,对透明和不透明矿物用爆裂法测温进行成矿期和成矿阶段划分和指导找矿等研究所取得的成果表明,爆裂法测温仍是用于测定不透明矿物和透明矿物包裹体温度的方法之一,在矿床地质学研究和勘查评价领域得到推广应用(范宏瑞等, 1997; 李存有等, 1998, 1999; 谢奕汉等, 1989; 卢焕章等, 2004; Burlinson, 1988, 2007; Peng et al., 2007; Rankin, 2007)。

1 地质概况

乳山金矿床位于胶东牟平-乳山金成矿带中部,金矿体产于中生代昆崙山二长花岗岩体内,成岩和成矿年龄分别为140~160 Ma和(117±3)Ma(Hu et al., 2004; 郭敬辉等, 2005)。区内出露地层主要有古元古界荆山群变质岩系和第四系。昆崙山二长花岗岩体内可见到少量呈孤岛状分布的荆山群残留体,其岩性多为斜长角闪片麻岩,并见有多条与金矿脉体时空关系密切的基性或煌斑岩脉产出(图1和图2)。金矿床受岩体内NNE向将军石断裂控制,由18个矿体组成,其中II号矿体是规模最大的一条黄铁矿-石英单脉矿体,占整个矿床总储量的89%,地表出露长度为250 m,向东北方向侧伏,延深1100 m以上。III、IV号和01~10号矿体均为赋存在II号矿体上、下盘近于平行的隐伏工业矿体。围岩蚀变主要有钾长石化、硅化、绢英岩化、黄铁矿化和碳酸盐化。可区分出3个蚀变带:钾化花岗岩带、绢英岩化钾化花岗岩带和黄铁绢英岩带,可分别构成矿体直接围岩。金矿体主要由黄铁矿石英脉、铜铅锌硫化物石英脉和菱铁矿石英脉叠加而成的复合金矿体。矿石类型主要有致密块状和浸染状矿石,另有少量条带状、脉状、团块状和角砾状矿石等。

成矿作用可大致划分为以下几个阶段,即:I. 黄铁矿-石英阶段(乳白色石英+少量粗粒黄铁矿);

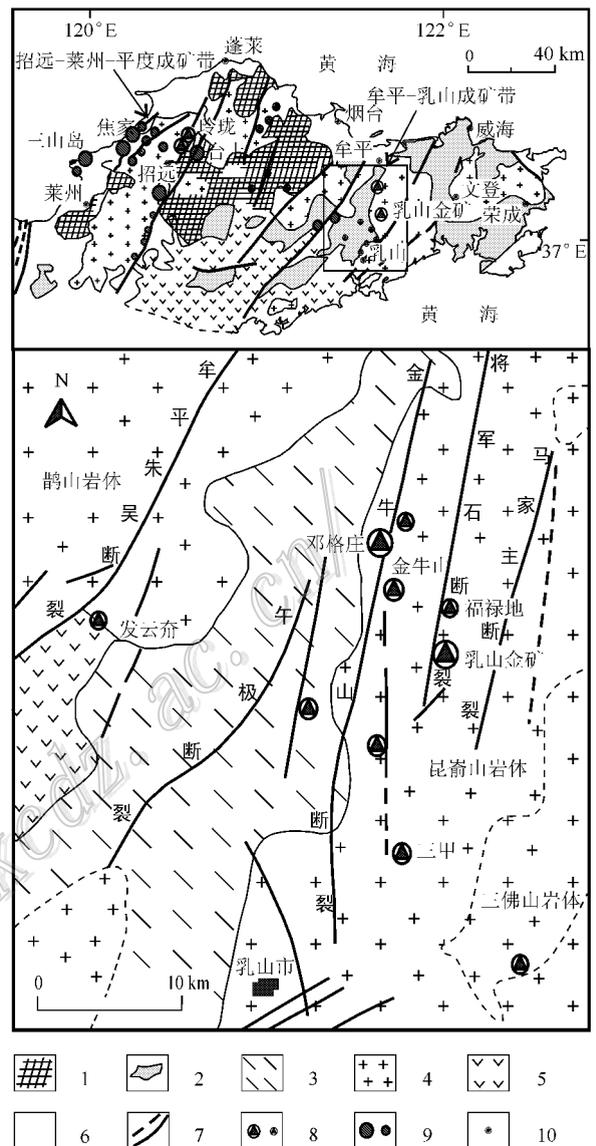


图1 胶东乳山金矿区域地质简图(据范宏瑞等, 2005和胡芳芳等, 2005资料修改)

1—太古代变质岩;2—元古代变质岩;3—荆山群变质岩;4—中生代花岗岩;5—白垩系火山沉积岩;6—第四系;7—主要断裂;8—石英脉型金矿;9—蚀变岩型金矿;10—城市

Fig. 1 Simplified geological map of the Mouping-Rushan area (after Fan et al., 2005 and Hu et al., 2005)

1—Archean metamorphic rocks; 2—Proterozoic metamorphic rocks; 3—Metamorphic rocks of Jingshan Group; 4—Mesozoic granites; 5—Cretaceous volcanics and sediments; 6—Quaternary; 7—Major fault; 8—Gold deposit of quartz-vein type; 9—Gold deposit of altered-rock type; 10—City

II. 石英-黄铁矿阶段(含少量银金矿和自然金); III. 多金属硫化物-碲化物阶段, 石英和黄铁矿仍是该阶段的主要成分, 但出现黄铜矿、方铅矿、闪锌矿和磁

黄铁矿的特征组合,金以自然金和银金矿产出;Ⅳ. 石英-碳酸盐阶段,以方解石、菱铁矿为主,并含有极少量的黄铁矿和细脉状石英。其中第Ⅱ和第Ⅲ阶段为主要的金矿化阶段。

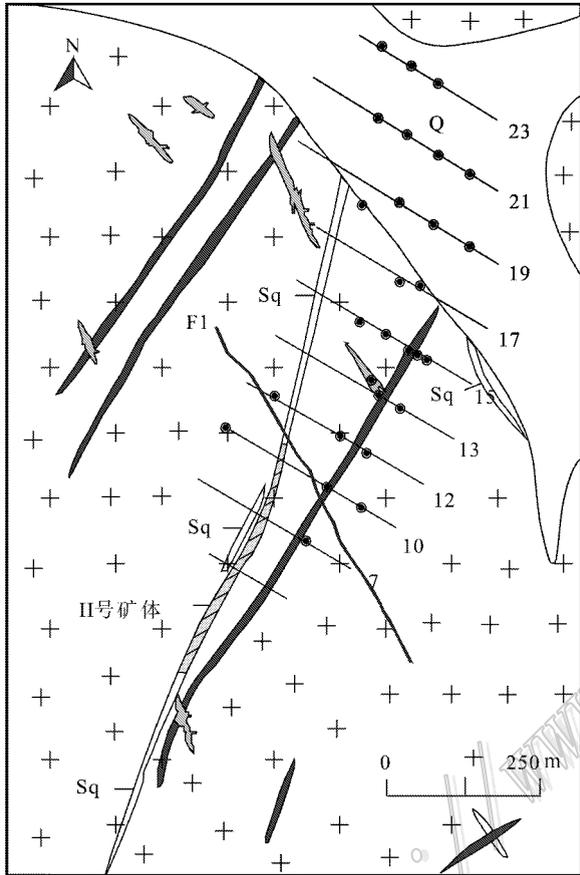


图2 乳山金矿床矿区地质图(据胡芳芳等,2005和乳山市地质队^①资料修改)

1—元古界荆山群变质岩;2—中生代崑崙山二长花岗岩;3—第四系;4—煌斑岩脉;5—含金黄铁矿石英脉(Ⅱ号矿体);6—硅化绢云母化蚀变岩;7—断裂;8—钻孔及勘探线号

Fig. 2 Simplified geological map of the Rushan gold deposit (modified after Hu et al., 2005 and Chen et al., 2010)

1—Metamorphic rocks of Proterozoic Jingshan Group; 2—Mesozoic Kunyushan monzogranite; 3—Quaternary; 4—Lamprophyre dyke; 5—Auriferous quartz vein; 6—Silicified and seritized quartz vein; 7—Fault; 8—Drill hole and serial number of exploratory line

2 研究方法

本次工作主要是对金青顶金矿-635 m、-685 m、-735 m、-785 m等4个中段沿矿体走向和穿脉,以及巷道钻孔 ZK23-1 和 ZK24-1,按照不同岩性,包括花岗岩、钾化花岗岩、黄铁绢英岩和金矿石(石英脉)等采集样品。对所采样品在鄂式破碎机中破碎,并用40目和80目筛网过筛,然后进行矿物分离,在双目镜下挑选粒径0.20~0.425 mm的石英作为爆裂测试样品。测试工作是在中国科学院谢奕汉研制的SDT-5型矿物包裹体爆裂测温仪上进行,测试前对仪器用谢奕汉提供的石英标样和已知熔点温度的化学试剂进行温度标定和校准,通过记录仪将测试结果绘制成爆裂曲线图。纵坐标为爆裂频次测量范围,横坐标为温度(从室温至600℃)。测量温度精度可达±2℃。与此同时,还选取代表性样品磨制双面抛光片(厚度0.2 mm)进行流体包裹体岩相观察和部分显微测温,以便与爆裂法测试结果进行对比和解释。

3 乳山金矿石英中流体包裹体及其爆裂曲线特征

3.1 石英的成因分类

由于本研究采用爆裂法测试的矿物样品是石英,因此石英的成因及其在围岩和矿石中的分布决定了爆裂曲线的特征。从围岩花岗岩,经钾化花岗岩带、黄铁绢英岩带到矿体,分别产出有花岗岩原岩(成岩)石英和黄铁绢英岩化带、金-多金属硫化物带的热液石英。根据不同成矿阶段特征,可划分出4个世代热液石英(胡芳芳等,2005),即:第Ⅰ世代石英,呈乳白色,结晶程度较高,自形—半自形,晶体粗大(几毫米—十几毫米);第Ⅱ世代石英,为灰白色,中细粒自形-他形粒状,呈脉状或条带状穿插于乳白色石英脉和第Ⅰ世代黄铁矿中,并胶结第Ⅰ世代黄铁矿角砾和碎屑;第Ⅲ世代石英,为烟灰色,中细粒,半自形-他形粒状,呈脉状、条带状集合体,与黄铜矿、方铅矿和闪锌矿等共生;第Ⅳ世代石英,呈无色、白色,中细粒,半自形-他形粒状,集合体呈脉状或晶簇状,是石英-碳酸盐阶段的产物,分布不广,且在石英-方解石脉中分布不均。

^① 乳山市地质队,2003. 山东省乳山市金青顶金矿区1:1万地形地质图.

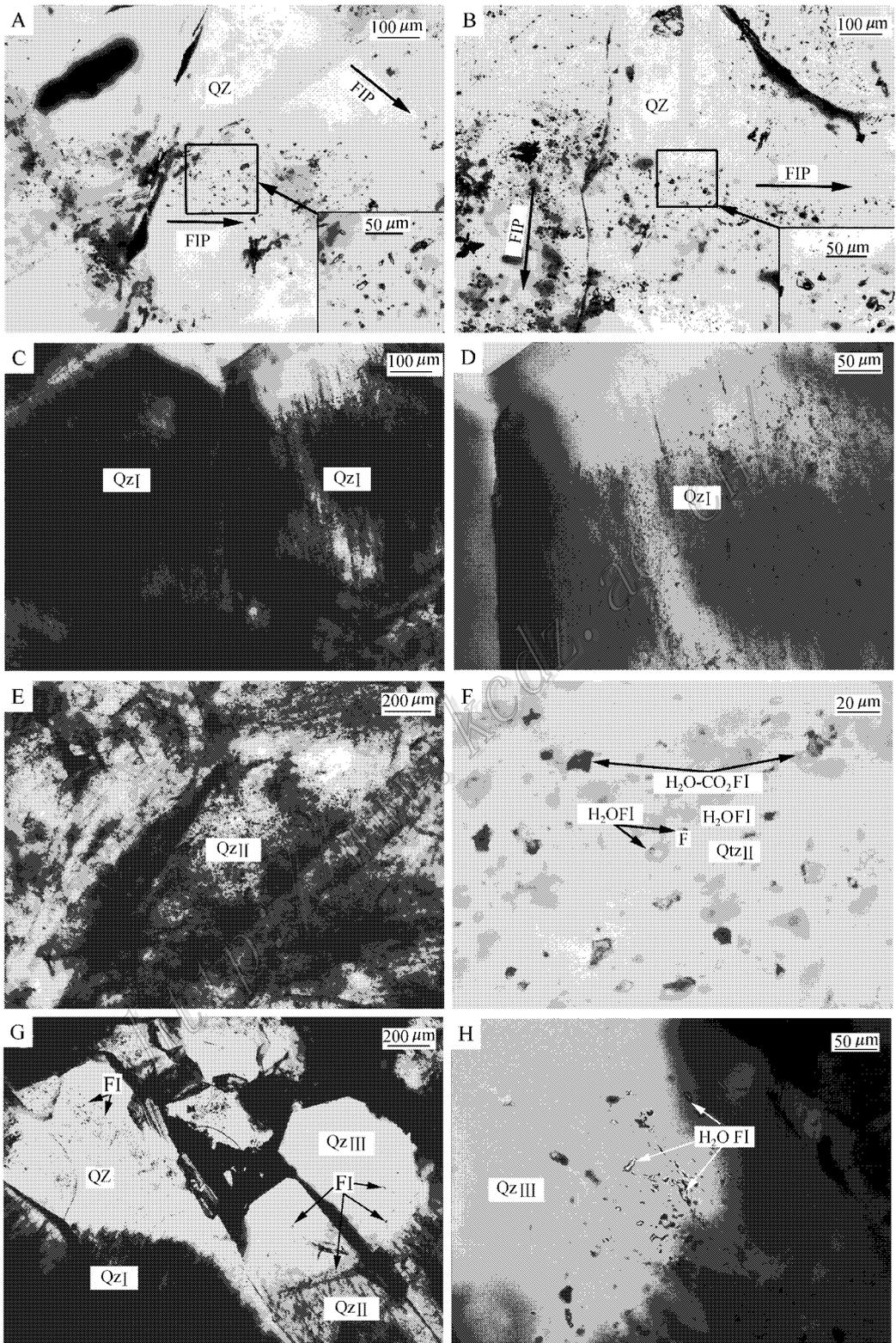


图 3 乳山金矿花岗岩和含金石英脉石英中流体包裹体显微照片

Fig. 3 Photomicrographs showing fluid inclusions in quartz of granite and auriferous quartz veins

A. 花岗岩石英中的 $H_2O \pm NaCl$ 包裹体(FIP),多沿不同方向裂隙分布,大小从数微米至 $20 \sim 30 \mu m$ 以上,呈椭圆、管状和不规则形态(样品号 RK635-2);B. 花岗岩石英中的 $H_2O \pm NaCl$ 和 $H_2O \pm CO_2$ 包裹体(FIP),多沿不同方向裂隙分布,大小从数微米至 $20 \mu m$,为浑圆、多边形和不规则形态(样品号 RK685-36);C. 含金黄铁矿石英脉中的早期混浊石英(QzI)略显环带构造;D. 图C中右边石英晶体经过放大后可见混浊的核部含有大量极微小的单相 $H_2O \pm NaCl$ 包裹体和气液两相(富气相或富液相) $H_2O \pm CO_2$ 包裹体,大小多在 $1 \sim 5 \mu m$,而较透明的边部很少含流体包裹体(RK635-15);E. 黄铁矿石英脉中的半透明石英($QzII$)具网状裂隙,在右上部透明石英小区域中不含流体包裹体;F. 图E中间部分经过放大后可见许多两相和三相(富气相或富液相) H_2O-CO_2 包裹体,大小可从 $1 \mu m$ 至 $20 \mu m$ 以上,而多数为 $5 \sim 10 \mu m$ (RK635-28);G. 含金石英脉中的透明石英($QzIII$)沿混浊石英或半透明石英边缘向外生长,其中含有少量裂隙;H. 在图G右边经放大的透明石英中,沿裂隙分布有富气相、富液相 $H_2O \pm CO_2$ 包裹体,大小多在 $1 \sim 12 \mu m$ (RK615-28)

A. $H_2O \pm NaCl$ inclusions in quartz of granite (sample RK635-2); B. $H_2O \pm NaCl$ and $H_2O \pm CO_2$ inclusions (FIP) in quartz of granite (sample RK685-36); C. Early turbid quartz with zoning (QzI) in auriferous pyrite-quartz vein (RK635-15); D. The core of early turbid quartz in C contains abundant tiny one-phase $H_2O \pm NaCl$ and two-phase $H_2O \pm CO_2$ inclusions; E. Translucent quartz ($QzII$) in pyrite-quartz vein contain network fractures (RK635-28); F. In the centre part of E many two- and three-phase H_2O-CO_2 inclusions can be seen; G. Transparent quartz ($QzIII$) grown along the rims of turbid or translucent quartz in auriferous quartz vein contain a few fractures (RK635-28); H. The enlargement of G shows that vapor- and liquid-rich H_2O-CO_2 inclusions occur along fractures in transparent quartz

由于花岗岩和各蚀变矿化阶段的石英中捕获了不同期次(世代)的流体包裹体。因此石英爆裂曲线特征主要取决于它们所含流体包裹体的特征。

3.2 花岗岩石英和蚀变矿化带热液石英中流体包裹体特征

乳山金矿花岗岩中石英较透明,其中主要含 $H_2O \pm NaCl$ 包裹体,并且主要是沿裂隙分布的次生包裹体(图3A和3B),其大小一般在 $5 \sim 20 \mu m$,较大者可达 $30 \mu m$ 以上,形态多为浑圆状、树枝状、不规则状,部分呈管状和负晶形;其次含少量 CO_2 包裹体,形态为浑圆-负晶形。包裹体丰度从中等到高。而在钾化花岗岩、黄铁绢英岩和金多金属硫化物矿石中,随蚀变矿化程度的增强,热液石英的含量不断增加并逐渐取代原岩石英。

根据胡芳芳等(2005)的研究,钾长石化蚀变岩、黄铁绢英岩和弱蚀变花岗岩的石英中含有丰富的 H_2O-CO_2 包裹体,而黄铁矿石英脉和多金属硫化物石英脉中 H_2O-CO_2 包裹体数量逐渐减少,以水溶液包裹体和富水的 H_2O-CO_2 两相包裹体为主。显微测温结果显示,弱蚀变花岗岩、钾长石化岩石和黄铁绢英岩石英中的 H_2O-CO_2 包裹体的均一温度范围为 $236 \sim 377^\circ C$;而黄铁矿和多金属硫化物石英中包裹体的均一温度为 $170 \sim 324^\circ C$ 。成矿早期流体为富含挥发分($x(CO_2)$ 高达 0.53),中低盐度($w(NaCl_{eq})$ 3.33%~10.48%)的流体,到主成矿期逐渐演化为以含较低 CO_2 的富水流体($x(CO_2)$ 为 0.01~0.05),盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 1.23%~12.55%)。

含金黄铁矿石英脉中含有早期混浊石英、半透明石英和晚期透明石英。在早期混浊石英中含有大量次显微-微米级 $H_2O \pm NaCl$ 包裹体,丰度很高(图3C和3D)。在半透明石英中往往具有不规则网状裂

隙,可含大量两相 $H_2O \pm NaCl \pm CO_2$ 包裹体(图3E和3F),偶尔见到三相($L_{H_2O} + L_{CO_2} + V$) H_2O-CO_2 包裹体,大小为 $1 \sim 20 \mu m$,个别更大,而多数为 $5 \sim 10 \mu m$,形态从浑圆状、椭圆状、透镜状到不规则形状, $\varphi(CO_2) / \varphi(CO_2 + H_2O)$ 变化很大,从 $\leq 10\% \sim 20\%$ 到 $80\% \sim 90\%$ 均有所见,而以 $20\% \sim 60\%$ 居多。晚期透明石英(包括晶洞石英)仅含少量两相 $H_2O \pm CO_2$ 包裹体(图3G和3H),大小从 $1 \sim 12 \mu m$ 不等,多为椭圆-透镜状,气相分数为 $25\% \sim 40\%$ 。有时黄铁矿边缘的透明石英只含很少量单相 H_2O 包裹体和两相 $H_2O \pm CO_2$ 小包裹体。由此也表明,从早期石英到晚期石英,随成矿作用的进行,流体中挥发分(CO_2)含量逐渐降低。

3.3 花岗岩围岩和蚀变矿化带流体包裹体爆裂曲线特征

3.3.1 花岗岩石英的爆裂曲线特征

中粗粒花岗岩所含高温石英的爆裂曲线特征是:①具有高的爆裂频次(>1000);②在 α -石英/ β -石英相变温度 $573^\circ C$,具有十分明显的尖峰(以下简称相变峰),从中等—很高;③在起爆温度与大量起爆的初始温度之间爆裂曲线较平缓,在 $360 \sim 460^\circ C$ 区间有明显爆裂单峰,爆裂峰区呈较高的反U字形或V字形(图4A)。这些特征与玲珑金矿、焦家金矿新鲜花岗岩的爆裂曲线十分相似。中细粒花岗岩与中粗粒花岗岩一样,也具有明显的爆裂峰,但不同的是,中细粒花岗岩的爆裂频次和相变峰一般稍低(图4B)。另外笔者注意到,当花岗岩中有石英脉穿插时,如果未将含有2种石英即花岗岩中的高温石英和后期石英脉中的中低温石英分开,则其爆裂曲线显示的是两种石英爆裂曲线的合成图谱,如图4A中的 RK635-52。

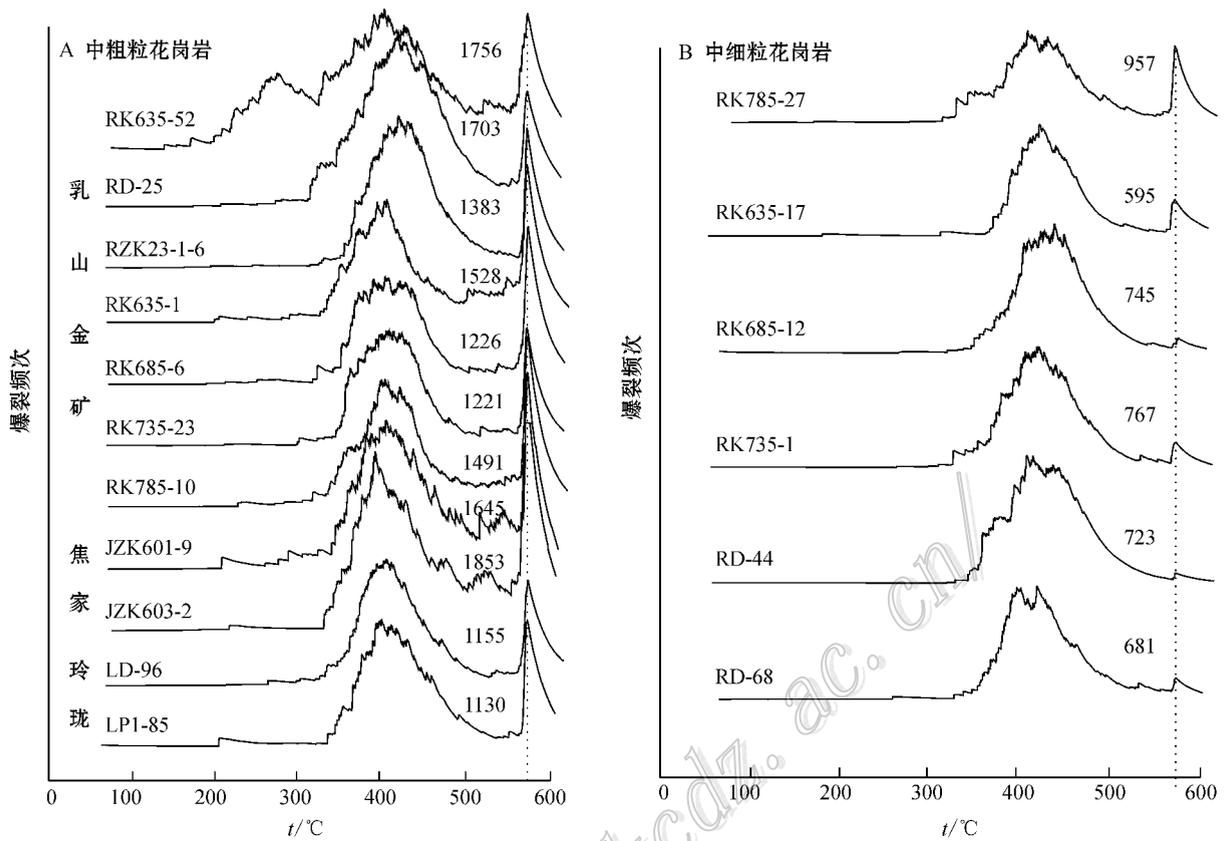


图4 乳山金矿花岗岩围岩石英中流体包裹体爆裂曲线及其与焦家金矿和玲珑金矿花岗岩围岩爆裂曲线的对比
A. 中粗粒花岗岩; B. 乳山金矿中细粒花岗岩

Fig. 4 Decrepigraphs (decrepitation curves) of fluid inclusions in quartz of granite wall rocks from the Rushan gold deposit in comparison with those from Jiaojia and Linglong gold deposits

A. Medium- to coarse-grained granite; B. Medium- to fine-grained granite from the Rushan gold deposit

3.3.2 钾化花岗岩中石英的爆裂曲线特征

钾化花岗岩的爆裂曲线通常具有较高的爆裂频次,以及类似于花岗岩的明显爆裂峰和相变峰。但其爆裂峰有时具有若干锯齿状小峰,或显示不对称性,即在350℃左右达到峰值以后缓慢下降,直到560~580℃又突然升起(图5A~5E)。部分钾化花岗岩爆裂频次低于1000,具有宽缓的爆裂峰(图5F)。当钾化花岗岩还叠加有黄铁矿化和绢云母-绿泥石化蚀变(如图5C)或被石英脉穿插时(如图5A~5D)则起爆温度降低到170~200℃左右,在主爆裂峰左侧出现低缓的次要爆裂峰。

3.3.3 黄铁绢英岩化花岗岩石英的爆裂曲线特征

弱绢英岩化花岗岩仍具有花岗岩爆裂曲线的某些特征,但是在花岗岩爆裂峰(包络峰)的背景上往往呈现锯齿形小尖峰(图6A和6B),或呈双峰或多个小峰(图6C、6D和6E);而伴随绢英岩化的增强,爆裂频次、主要爆裂峰和相变峰则逐渐降低,甚至无

相变峰(图6C~6G)。另外,有些绢英岩化花岗岩的起爆温度可以低到200℃(图6A、6B和6F)。

3.3.4 含金多金属硫化物石英脉的爆裂曲线形态

含金硫化物石英脉通常包含不止一期石英,如早期(黄铁矿-石英阶段)和晚期(多金属硫化物阶段)石英。前者规模大,构成矿脉的主体;后者规模小,分布局限,多叠加于黄铁矿石英脉中,构成复脉,含金富。在矿石中,两期石英往往混杂在一起,难以区分。但由于早期石英的形成温度高于多金属硫化物的沉淀温度,故在爆裂曲线上两期峰区虽部分重叠,还是能够区分开。

按照爆裂频次高低,可将含金硫化物石英脉的爆裂曲线分为两大类:一类爆裂曲线的爆裂频次达800~1000以上(图7A~7C),第二类爆裂曲线的爆裂频次为中等~低(200~600,图7D~7I)。但两类爆裂曲线都具有以下共同特点:①起爆温度较低,并且在160~200℃之间或在200~250℃之间有

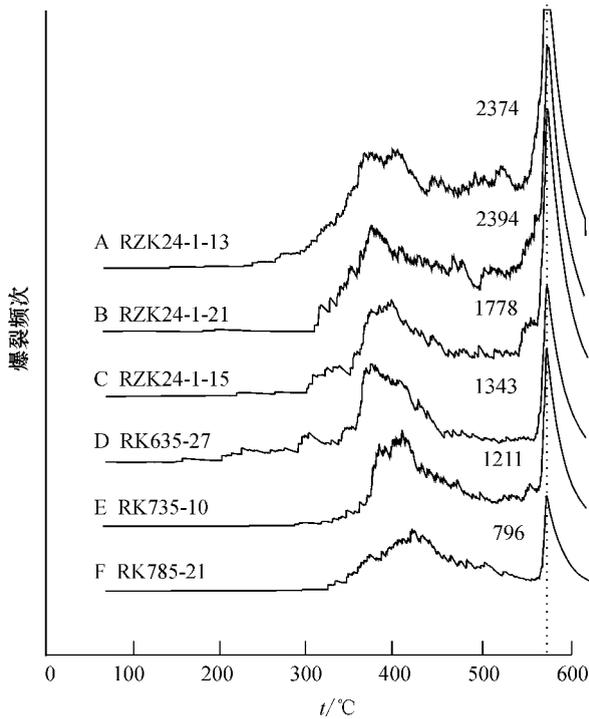


图5 钾化花岗岩流体包裹体爆裂曲线

Fig. 5 Decrepigraphs (decrepitation curves) of fluid inclusions in quartz of potassium-altered granite in the Rushan gold deposit

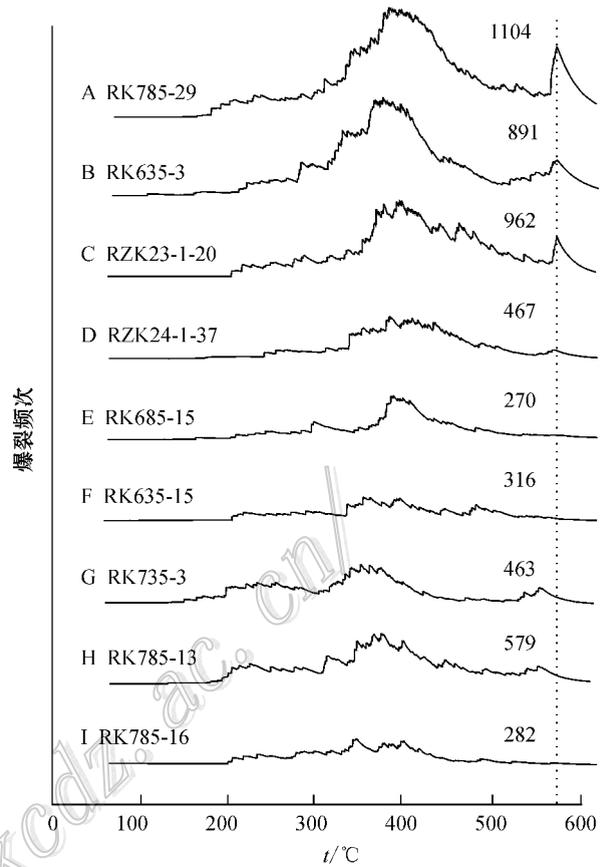


图7 含金黄铁矿石英脉流体包裹体爆裂曲线

Fig. 7 Decrepigraphs (decrepitation curves) of fluid inclusions in quartz of auriferous pyrite-quartz veins in the Rushan gold deposit

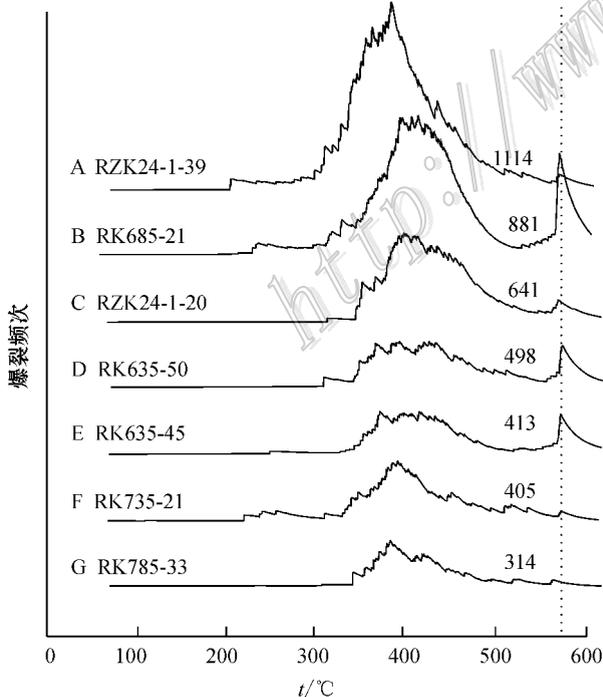


图6 黄铁绢英岩化花岗岩流体包裹体爆裂曲线

Fig. 6 Decrepigraphs (decrepitation curves) of fluid inclusions in quartz of granite subjected to phyllic alteration in the Rushan gold deposit

一个明显的低缓爆裂峰;②多数样品具有宽缓-低平的爆裂主峰,并且往往显示锯齿状的多个小峰;③具有低的相变峰或无相变峰(图7)。笔者注意到,具有较高爆裂频次的样品往往含有中-粗粒石英,显微镜下显示裂隙较发育,含有较多的流体包裹体(图3E、3F),而爆裂频次低的样品石英粒度较小,或流体包裹体较小。

3.3.5 伟晶岩和不含矿白色石英脉

伟晶岩和不含矿乳白色石英脉通常具有类似于花岗岩的中-高爆裂峰和相变峰,但其爆裂峰有的呈不对称形态,或具有肩峰。因此,根据无矿白色石英脉的爆裂曲线在低温区(200~300°C)没有低缓的小爆裂峰、起爆温度较高、有较明显的爆裂峰和相变峰,可以将它们与含金石英脉区别开来。伟晶岩的代表性样品如 RK635-12 和 RK635-18,白色石英脉的代表性样品如 RD3-2、RD7、RD8 和 RD53 号样品(图8)。

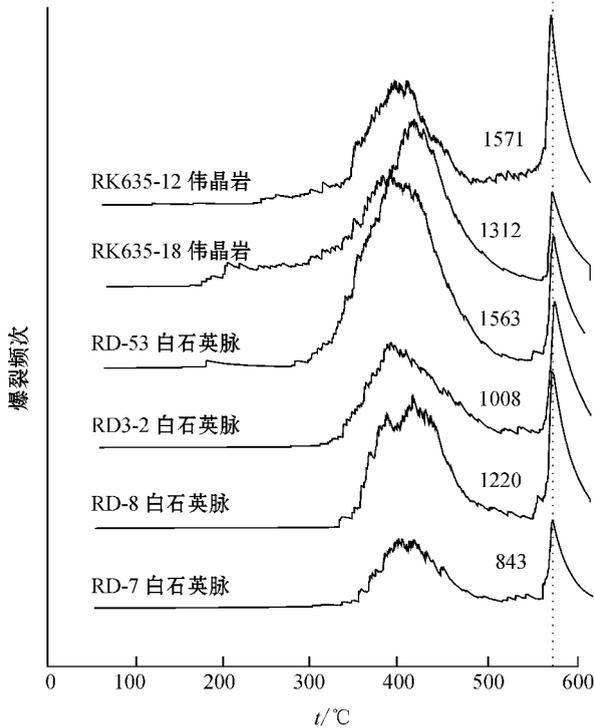


图8 伟晶岩和不含矿白色石英脉流体包裹体爆裂曲线
Fig. 8 Decrepigraphs (decrepitation curves) of fluid inclusions in quartz of pegmatite and barren quartz veins around the Rushan gold deposit

4 结果解释和讨论

4.1 影响石英中流体包裹体爆裂的因素

石英中流体包裹体爆裂频次和爆裂曲线形态取决于其所含流体包裹体的大小、形状、组成(密度)和丰度等多种因素。

已往的研究表明,石英中包裹体爆裂所需要的内压力主要与包裹体的大小有关(Naumov et al., 1966; Leroy, 1979; Swanenberg, 1980),即较大的包裹体在较低的内压力下爆裂,而较小的包裹体爆裂的内压力较高。Bodnar等(1989)通过人工合成流体包裹体实验数据回归,得到引起石英中包裹体爆裂所需要的内压力与体积关系的方程式为:

$$\text{内压力}(100 \text{ MPa}) = 3.89V^{-0.141} \text{ 或}$$

$$\text{内压力}(100 \text{ MPa}) = 4.26D^{-0.423}$$

式中: V 为包裹体的体积(μm^3); D 为包裹体的直径(μm)。

由此表明,包裹体发生爆裂所需内压力随包裹体体积或直径的减小而增加。对于石英中一个 $10 \mu\text{m}$ 大小的球形包裹体,所需爆裂的内压力为160

MPa;而对于 $1 \mu\text{m}$ 大小的球形包裹体来说,这个压力可达426 MPa;当包裹体直径减小到 $0.1 \mu\text{m}$ 和 $0.01 \mu\text{m}$ 时,所需爆裂的内压力将分别高达1128 MPa和2988 MPa。

影响包裹体爆裂的另一个主要因素是包裹体流体的组成和密度。对于一个密度为 0.8 g/cm^3 的两相 H_2O 包裹体(均一温度为 250°C)来说,在均一以前,其内压力很低(≤ 4 个大气压或 0.4 MPa),只有均一以后,内压力才随温度升高而迅速升高(沿等容线方向),其爆裂温度将高于 300°C ;而一个密度为 0.8 g/cm^3 的 CO_2 包裹体(均一温度为 17.5°C),在室温时的内压力就已达到54大气压(或 5.4 MPa),当温度升到 200°C 时,其内压力将高达 96 MPa 以至爆裂。类似地,对于一个密度为 0.8 g/cm^3 的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体($x(\text{H}_2\text{O})=0.8, x(\text{CO}_2)=0.2$),其均一温度应为 285°C ,均一压力高达 78.4 MPa ,很可能在未达到均一温度时就已经爆裂。Burlinson(2007)曾经做了含 H_2O 和 CO_2 流体等容线的 $p-t$ 图来说明 H_2O 包裹体和 CO_2 包裹体不同的爆裂特性。他认为石英中包裹体的内外压差大致达到 60 MPa 时就可能爆裂,从他的图上看,多数 CO_2 包裹体在 $200 \sim 250^\circ\text{C}$ 区间发生爆裂,而多数 H_2O 包裹体的起爆温度接近 300°C 。

关于石英 α/β 相变与包裹体爆裂的关系。对于 573°C 时出现明显的爆裂峰有两种不同的解释:一种观点认为是石英 α/β 相变时热膨胀非均质性引起石英破裂所致(Johnson et al., 1978);另一种观点认为在石英 α/β 相变是由大量包裹体爆裂引起的,如Barker和Robinson(1984)报道,岩浆花岗岩石英和热液石英在 573°C 都有明显的水丢失,是由于 H_2O 包裹体爆裂的结果,而Bodnar等人(1989)通过将石英加热实验,观察到33个包裹体中有21个包裹体在通过 α/β 相变温度时爆裂,剩余12个包裹体未爆裂,当冷却到 α/β 相变温度以下仍保持原有的均一温度。笔者将乳山金矿-685 m中段花岗岩样品第一次加热到 600°C 时,其爆裂曲线显示明显的爆裂峰和相变峰,随后冷却到常温下再次加热到 600°C ,爆裂曲线不再出现任何峰,而是呈一水平线。由此也说明,相变峰主要是由石英中剩余流体包裹体爆裂引起的,因为第二次加热时不再有包裹体爆裂。

4.2 对花岗岩、蚀变岩石和含金石英脉石英爆裂曲线特征的解释

岩相学观察表明,花岗岩、蚀变岩石和矿石中都

含 $H_2O \pm NaCl$ 和 H_2O-CO_2 两大类包裹体(参见胡芳芳等 2005)。但它们的大小、形态、相比(气相分数或 H_2O/CO_2 相对含量)和丰度不尽相同,由此决定了其爆裂频次和爆裂曲线形态的明显差别。

图4显示,花岗岩石英具有高的爆裂频次,明显的爆裂峰和尖锐的相变峰,这主要与花岗岩石英含有大量 $5 \sim 20 \mu m$ 的 $H_2O \pm NaCl$ 包裹体有关。笔者还注意到花岗岩中的伟晶岩和早期无矿白石英脉,以及玲珑金矿和焦家金矿的花岗岩围岩都具有相似的爆裂曲线特征,从而构成了较高的区域性背景值。由此推测,胶东地区的花岗岩形成后,在金成矿作用前,曾经经历了广泛的中低盐度 $H_2O \pm CO_2$ 流体作用,捕获了以 $H_2O \pm CO_2$ 为主的次生流体包裹体群。

弱蚀变(钾化、绢英岩化)花岗岩具有类似于花岗岩的爆裂曲线特征,是由于花岗岩的原岩石英尚未受到明显改造,仍保存原有的流体包裹体特征,而随着蚀变程度的增强,原岩石英逐渐被热液石英所取代,其中的流体包裹体已受到明显改造,并且还从早期较高温热液中捕获了 H_2O-CO_2 流体包裹体,故其爆裂曲线反映的是两期流体包裹体的爆裂特性。

从图7可以发现,含金黄铁石英脉爆裂曲线的一个共同特点是,起爆温度较低,在 $\leq 200 \sim 250^\circ C$ 有一个次要爆裂峰,这是由 H_2O-CO_2 包裹体爆裂引起的。如前所述,含金石英脉中含有不同世代的石英和流体包裹体,成矿早期中粗粒石英往往由混浊的核和半透明-透明边构成,裂隙发育,捕获了大量 $H_2O \pm NaCl$ 和 H_2O-CO_2 包裹体,这是它们具有较高爆裂频次、较低起爆温度和爆裂曲线呈阶梯状升起特征的主要原因。而与金-多金属成矿作用有关的热液(含金热液)温度相对于早期流体有所降低,所捕获的流体包裹体虽然很多,但都十分微小,以至于升温到 $600^\circ C$ 仍未爆裂,故具有低的爆裂强度,低的相变峰或无相变峰。

4.3 爆裂曲线和蒸发晕特征在乳山石英脉金矿深部钻探中的应用

通过对乳山金矿 - 635 m、- 685 m、- 735 m、- 785 m 四个中段样品中的流体包裹体爆裂频次进行分析和归纳,绘制了各中段的流体包裹体爆裂频次等值线图(类似于蒸发晕图),获得以下认识:①中粗粒花岗岩的爆裂频次普遍较高,一般在 $800 \sim 1\ 500$ 之间,大多数在 $1\ 000$ 以上;②蚀变岩石的爆

裂频次变化较大,其中钾化花岗岩可从 800 到 $2\ 000$ 以上,而绢英岩化岩石的爆裂频次则从 300 至 $1\ 100$ 以上,一般介于 $400 \sim 800$ 之间;③含金黄铁石英脉的爆裂频次一般在 $150 \sim 500$ 之间,多数在 $200 \sim 400$ 之间,但也有少数可达 $800 \sim 1\ 000$ 。表明随蚀变和矿化程度增加,爆裂频次相应降低。由此围绕乳山金矿体出现爆裂频次等值线负异常(图9),而不同于传统意义上围绕矿床出现的蒸发晕正异常。

另据谢奕汉的测试结果,高品位金矿石具有明显高的爆裂频次(图10)。但本研究由于缺乏金矿石品位资料,对流体包裹体爆裂频次的高低与金品位之间的关系尚未确定。

以往对产于沉积岩或低级变质岩中矿床的爆裂法研究表明,矿体所在部位的爆裂强度(频次)较高,而随着远离矿体进入围岩,爆裂频次逐渐降低。一般认为这是由于围绕矿体热液活动强烈和流体包裹体丰度较高所致,从而在矿床(体)及其周围形成蒸发晕正异常。而在乳山金矿,由于花岗岩围岩的 $H_2O \pm NaCl$ 包裹体丰度较高,而且个体比较大,从而产生较高的区域性爆裂背景值,而含金石英脉(金矿体)的热液石英中虽然也含有大量流体包裹体,但与花岗岩围岩中的相比个体要小得多,且捕获温度低。由于小包裹体爆裂所需压力比大包裹体的要高得多,以至于在 $600^\circ C$ 以内未能爆裂,或者即使爆裂,小包裹体所产生的声音信号也很微弱,有的不能被爆裂仪所记录,故显示出低的爆裂强度和弱相变峰,从而围绕矿体出现蒸发晕负异常。

尽管如此,从花岗岩到蚀变围岩再到金矿体,流体包裹体爆裂曲线的变化趋势和围绕矿体出现的爆裂频次等值线负异常仍可作为本地区金矿勘探的一种辅助手段。而含金石英脉与不含矿白色石英脉爆裂曲线的明显差异可用于将它们区别开来,用于指导找矿。

5 结 论

(1) 流体包裹体爆裂法测试结果表明,乳山金矿花岗岩围岩(包括伟晶岩和无矿白色石英脉)石英的爆裂曲线具有高的爆裂频次(通常 $\geq 1\ 000$),起爆温度接近 $300^\circ C$,在大约 $360 \sim 450^\circ C$ 和 $573^\circ C$ (α -石英/ β -石英相变温度)分别有明显宽的爆裂峰和尖锐爆裂峰。

(2) 蚀变围岩和含金石英脉则随蚀变和矿化程

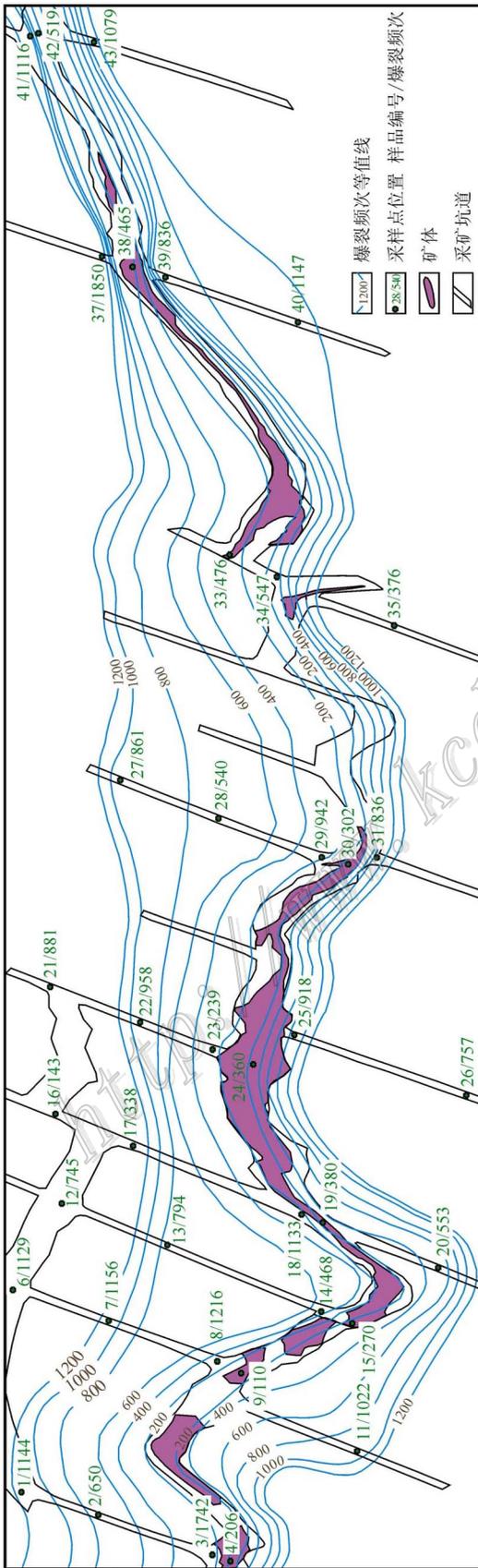


图 9 乳山金矿区 - 685 m 中段样品流体包裹体爆裂频次等值线图

图中·/1144 为采样点编号/样品爆裂频次。可以看出爆裂频次等值线(蓝色细线)围绕矿体(红色)分布;向外围,爆裂频次逐渐升高

Fig. 9 Contour map of decrepitation frequency of fluid inclusions in quartz of samples from -685m level in the Rushan gold mine

It can be observed that the contours (blue lines) of decrepitation frequency surrounding the ore bodies and the decrepitation frequencies increase from the ore bodies outwards

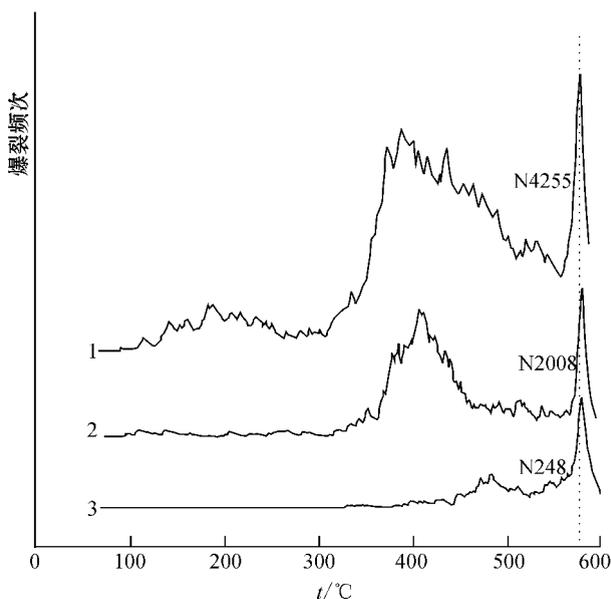


图 10 乳山石英脉型金矿流体包裹体爆裂曲线
(据谢亦汉,未发表资料)

1—高品位金矿石;2—低品位金矿石;3—不含矿石英脉

Fig. 10 Comparison of decrepigraphs (decrepitation curves) of fluid inclusions in quartz of the Rushan gold deposit (after Xie, unpublished data)

1—High-grade gold ore; 2—Low-grade gold ore; 3—Barren quartz vein

度的增加,其爆裂曲线特征明显不同于花岗岩,表现为爆裂频次、起爆温度和爆裂峰高相应降低。特别是含金石英脉具有较低的起爆温度和在 200°C 左右有一个清楚的次要爆裂峰。从而围绕金矿体构成蒸发晕负异常。

(3) 流体包裹体岩相学研究表明,虽然花岗岩围岩和含金石英脉都含有 $H_2O \pm NaCl$ 和 H_2O-CO_2 两大类流体包裹体,但包裹体大小、丰度和组成(H_2O/CO_2 相对含量)均不相同,由此决定了上述爆裂特征的差异。

(4) 从花岗岩到蚀变围岩再到金矿体,流体包裹体爆裂曲线的变化趋势和围绕矿体出现的爆裂频次等值线负异常仍可作为本地区金矿勘探的一种辅助手段。而含金石英脉与不含矿白色石英脉爆裂曲线的明显差异可用于将它们区别开来,用于指导找矿。

志 谢 乳山金矿地质工程师于虎、孙树才在本项目实施过程中进行矿区地质调查和采样工作给

予了大力支持。中国科学院地质与地球物理研究所范宏瑞研究员为本项目顺利进行研制了 SDT-5 型矿物包裹体爆裂仪并在测试方法上给予技术指导。在此深表谢意。

References

- Barker C and Robinson S J. 1984. Thermal release of water from natural quartz [J]. *Am. Mineral.*, 69 : 1078-1081.
- Bodnar R J, Binns P R and Hall D L. 1989. Synthetic fluid inclusions-V I. Quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 7 : 229-242.
- Burlinson K. 1988. An instrument for fluid inclusion decrepitation and examples of its application [J]. *Bull. Minéral.*, 111 : 267-278.
- Burlinson K. 2007. Acoustic decrepitation as a means of rapidly determining CO_2 (and other gas) contents in fluid inclusions and its use in exploration, with examples from gold mines in the Shandong and Hebei Provinces, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(1) : 65-71.
- Fan H R, Xie Y H and Wang Y L. 1997. Fluid inclusion evidences in the processes and environments of gold deposition [J]. *Journal of Precious Metallic Geology*, 6(3) : 204-213 (in Chinese with English abstract).
- Fan H R, Hu F F, Yang J H, Shen K and Zhai M G. 2005. Fluid evolution and large-scale gold mineralization during Mesozoic tectonic transition in the eastern Shandong Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5) : 1317-1328 (in Chinese with English abstract).
- Guo J H, Chen F K and Zhang X M. 2005. Evolution of syn- to post-collisional magmatism from north Sulu UHP belt, eastern China : Zircon U-Pb geochronology [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(4) : 1281-1301 (in Chinese with English abstract).
- Hu F F, Fan H R, Yang J H, Wang Y S, Liu D Y, Zhai M G and Jin C W. 2004. Mineralizing age of the Rushan lode gold deposit in the Jiaodong Peninsula : SHR I MP U-Pb dating on hydrothermal zircon [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(15) : 1629-1636.
- Hu F F, Fan H R, Shen K, Zhai M G, Jin C W and Chen X S. 2005. Nature and evolution of ore-forming fluids in the Rushan gold deposit, Jiaodong peninsula of eastern China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5) : 1329-1338 (in Chinese with English abstract).
- Johnson B, Gangi A F and Handin J. 1978. Thermal cracking of rocks subjected to slow, uniform temperature change [C]. *Proceedings of U. S. Symposium on Rock Mech.* 19 : 259-267.
- Leroy J. 1979. Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de leur décrépiation [J]. *Bull. Minéral.*, 102 : 584-593.
- Liang F and Chao Y. 1988. Geological features of fluid inclusions in quartz of the Xiaoqingling gold deposit in Shaanxi [J]. *Geology of Shaanxi*, 6(1) : 8-21 (in Chinese).
- Li C Y and Shi L D. 1998. Application of inclusion decrepitation param-

- eters to searching gold veins[J]. Geological Science and Technology Information, 7:125-130(in Chinese).
- Li C Y and Shi L D. 1999. The reason and exploring significance of α/β peak of quartz in the decrepitation test[J]. Journal of Preceous Metallic Geology, 8(1):35-37(in Chinese).
- Liu Z M. 1988. The mechanism of the formation of decrepitation and stress crests on the temperature sounding curves by using quartz decrepitation method and its application to the gold ore deposits[J]. Geology of Shaanxi, 6(2):66-77(in Chinese with English abstract).
- Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusions[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- Naumov G B, Balitskiy V S and Khetchikov L N. 1966. Correlation of the temperatures of formation, homogenization, and decrepitation of gas-fluid inclusion[J]. Akad. Nauk. SSSR, Dokl., 171(1):146-148(in Russian).
- Peng R M, Zhai Y S, Han X F, Wang J P, Wang Z G and Qin J W. 2007. Magmatic-hydrothermal overprinting in the Mesoproterozoic Dongshengmiao deposit, Inner Mongolia: geologic and fluid inclusion evidences[J]. Acta Petrologica Sinica, 23:145-152.
- Rankin A H, 2007. Fluid inclusion anomalies as exploration guides for granite-hosted Sn-W mineralization; prospects for the future[J]. Acta Petrologica Sinica, 23:3-14.
- Scott H S. 1948. The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusion[J]. Econ. Geol., 43:637-654.
- Smith F G. 1952. Decrapitation characteristic of garnet[J]. Am. Mineral., 37:5-6.
- Swanenberg H E C. 1980. Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks from S. W. Norway[J]. Geologica Ultractina, Univ. Utrecht., (25):147p.
- Wei J X. 1987. Study of thermal aureoles of fluid inclusions and metallogenesis of the Baixiangshan iron deposit, China[J]. Bulletin of the Institute of Ore Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, (2):111-128(in Chinese).
- Xie Y H and Li B L. 1983. Reliability of thermal decrepitation measurements for gas-liquid inclusions in rock-forming minerals[C]. Proceedings of Petrological Research No. 2. Beijing: Geol. Pub. House. 117-126(in Chinese).
- Xie Y H and Wang Y L. 1989. Characteristics of thermal decrepitation curves of fluid inclusions in Xiaoqingling(Mt. Little Qinling) auriferous quartz veins and its significance in mineral exploration[J]. Acta Petrologica Sinica, 5(4):15-21(in Chinese with English abstract).
- Yermakov P P. 1967. Use of gas-liquid inclusions in prospecting and exploration for post-magmatic ore deposits and blind ore bodies[J]. Int. Geol. Rev. 9, 947-956(listed as PP Ermakov), translated from Sovetsk. Geol., 9:77-90(1966)(in Russian).
- Yu T J, Li K S and Ye X. 1978. Preliminary study of using steam aureoles for mineral exploration[J]. Chinese Science Bull., 23(9):550-553(in Chinese).

附中文参考文献

- 范宏瑞, 谢亦汉, 王英兰. 1997. 流体包裹体与金矿床的成矿及勘探评价[J]. 贵金属地质, 3(3):204-213.
- 范宏瑞, 胡芳芳, 杨进辉, 沈昆, 翟明国. 2005. 胶东中生代构造体制转折过程中流体演化和金的大规模成矿[J]. 岩石学报, 21(5):1317-1328.
- 郭敬辉, 陈福坤, 张晓曼. 2005. 苏鲁超高压带北部中生代岩浆侵入活动与同碰撞-碰撞后构造过程: 锆石 U-Pb 年代学[J]. 岩石学报, 21(4):1281-1301.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 沈昆, 翟明国, 金成伟, 陈绪松. 2005. 胶东乳山山脉状金矿床成矿流体性质与演化[J]. 岩石学报, 21(5):1329-1338.
- 梁枫, 晁援. 1988. 陕西小秦岭金矿中的气液包裹体参数特征及其地质意义[J]. 陕西地质, 1(1):8-21.
- 李存有, 施立达. 1998. 包裹体爆裂参数在金矿找矿中的应用[J]. 地质科技情报, 7:125-130.
- 李存有, 施立达. 1999. 包裹体爆裂法测试中石英 α - β 峰的产生原因及找矿意义[J]. 贵金属地质, 1(1):35-37.
- 刘志民. 1988. 石英爆裂法测温曲线中爆裂峰和应力峰形成的机理及在金矿研究中的应用[J]. 陕西地质, 2(2):66-77.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社.
- 魏家秀. 1987. 白象山铁矿流体包裹体热晕及矿床成因的研究[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊, 第2号(总第20号):111-128.
- 谢奕汉, 李秉伦. 1983. 造岩矿物中气液包裹体热爆测温的可靠性[A]. 中国科学院地质研究所. 岩石学研究(第二辑)[C]. 北京: 地质出版社. 117-126.
- 谢奕汉, 王英兰. 1989. 小秦岭含金石英脉中包裹体的热爆曲线特征及其找矿意义[J]. 岩石学报, 5(4):15-21.
- 喻铁阶, 李克生, 叶欣. 1978. 蒸发晕找矿法试验研究[J]. 科学通报, 23(9):550-553.