

共生黑钨矿与石英等多种矿物中流体包裹体的红外显微测温对比研究——以江西西华山石英脉钨矿床为例*

黄惠兰 常海亮 谭靖 李芳 张春红 周云

HUANG HuiLan, CHANG HaiLiang, TAN Jing, LI Fang, ZHANG ChunHong and ZHOU Yun

武汉地质矿产研究所, 武汉 430205

Wuhan Institute of Geology and Mineral Resources, Wuhan 430205, China

2013-02-26 收稿, 2014-01-22 改回.

Huang HL, Chang HL, Tan J, Li F, Zhang CH and Zhou Y. 2015. Contrasting infrared microthermometry study of fluid inclusions in coexisting quartz, wolframite and other minerals: A case study of Xihuashan quartz-vein tungsten deposit, China. *Acta Petrologica Sinica*, 31(4):925–940

Abstract Xihuashan tungsten deposit with more than one hundred years' mining history, is a large vein-type deposit hosted in the Yanshanian granite. However, the metallogenic conditions and the properties of ore-forming fluids of the deposit are still under debated. By using infrared microscopy and the related equipments, a detailed and comparative study on the fluid inclusions in various minerals was made in twelve samples from various levels of the mine, such as wolframite, cassiterite, beryl, pyrite, sphalerite, quartz and fluorite. The results show that only secondary fluid inclusions occurred in granite-forming quartz and only primary fluid inclusions occurred in miarolitic quartz, while primary fluid inclusions and secondary fluid inclusions are both developed in greisen quartz. The wolframite mainly contains primary fluid inclusions and many silicate melt inclusions in the early crystallization wolframite. There are only primary fluid inclusions in miarolitic wolframite. In addition to silicate melt inclusions, the fluid inclusions in beryl are mainly secondary. In other minerals such as cassiterite, pyrite, sphalerite and fluorite, only fluid inclusions are observed. Studies show that the initial ore-forming fluid of the Xihuashan tungsten deposit is a magmatic-hydrothermal transition fluid, then evolved into single hot aqueous solution. The wolframite, pyrite, sphalerite, fluorite and quartz, and so on, crystallized during all the stages. The mineralization temperatures are about 700 ~ 200°C, and the mineralization pressures are about 160 ~ 200MPa. The salinity of the gas-liquid inclusions is about 5.0% ~ 10% NaCleqv. Furthermore, the geological significance of these data and some problems of the data interpretation are discussed deeply.

Key words Large vein-type wolframite deposit; Infrared microscopy; Melt inclusions; Fluid inclusions; Magma-hydrothermal transition stage; Microthermometry; Xihuashan, Jiangxi

摘要 西华山钨矿床是一个产于燕山期花岗岩中的大脉型钨矿床。已有百余年的开采史。但在矿床成矿条件和成矿流体性质等方面一直存在不同认识。作者利用红外显微镜及其它相关设备,对西华山矿床不同中段样品中的黑钨矿、锡石、绿柱石、黄铁矿、闪锌矿、石英和萤石中的流体包裹体进行了详细对比研究。结果显示,蚀变花岗岩中造岩石英只见次生气液包裹体,晶洞水晶中只有原生包裹体,而云英岩石英中原生、次生包裹体均较发育。黑钨矿中以原生气液包裹体为主,在早期结晶的黑钨矿中还有较多的硅酸盐熔融包裹体,而晶洞中的黑钨矿和水晶一样——只有原生气液包裹体。绿柱石中除了硅酸盐包裹体外,主要是气液包裹体(多为次生)。其它锡石、黄铁矿、闪锌矿和萤石等都只有气液包裹体(原生或次生)。研究结果表明,西华山钨矿床的初始成矿流体是一种岩浆——热液过渡性流体,尔后才演变成单一的热热水溶液,在这一过程中黑钨矿、黄铁矿、闪锌矿、萤石和石英等矿物不断晶出。矿床总的成矿温度大致为 700 ~ 200°C,压力约为 160 ~ 200MPa。各种气液包裹体的盐度主要为 5.0% ~ 10% NaCleqv。文中还对这些数据的地质意义以及对脉钨矿床流体包裹体研究和数据解释中的

* 本文受国土资源部公益性行业科研专项项目(200911043-04)资助。

第一作者简介:黄惠兰,女,1959年生,高级工程师,实验地球化学专业,E-mail: hhuilan502@163.com

某些问题进行了较深入的讨论。

关键词 大脉型钨矿床; 红外显微镜; 熔融包裹体; 流体包裹体; 岩浆-热液过渡阶段; 显微测温; 江西西华山

中图法分类号 P618.67

1 引言

一系列宏观地质特征表明西华山这类大脉型钨矿床的成矿流体不是单一的热水溶液, 而是一种岩浆-热液过渡性流体, 大脉型钨矿属于岩浆-热液过渡型矿床(朱焱龄, 1981; 林新多, 1986; 林新多等, 1998; 张德会, 1987; 余行祯和李佩兰, 1988; 夏卫华等, 1989; 干国梁, 1991; 陈毓川等, 1989; 芮宗瑶等, 2002, 2003)。如果真是这样, 那么这种矿床形成的温压条件都较高($P \approx 200\text{MPa}$ 左右, 其成矿温度应在有关花岗岩的最低固相线温度以上)。不过前人都未提供确切的流体包裹体证据。美国新墨西哥州 Victorio 钨矿床和英国康沃尔的两个钨锡矿床的石英与共生黑钨矿中的包裹体研究, 结果表明, 石英中的包裹体不能有效地反映共生黑钨矿(锡石)的形成条件, 石英中包裹体的 Th 值平均比黑钨矿低 $60 \sim 100^\circ\text{C}$ 以上(Campbell and Robinson-Cook, 1987; Campbell and Panter, 1990)。前人曾对西华山钨矿石英中的流体包裹体进行了详细研究(盛继福等, 1985; 卢焕章, 1986; 刘家齐和常海亮, 1987; 刘家齐, 1989; 吴永乐等, 1987; 魏文凤等, 2011), 所获 Th 值普遍较低(一般 $< 320^\circ\text{C}$, 仅少数包裹体达到 $330 \sim 400^\circ\text{C}$, 大致与 Campbell and Panter (1990) 关于 Victorio 和康沃尔钨矿床石英中的 Th 值差不多), 其成矿流体都只是一种低盐度的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 溶液, 较难解释朱焱龄(1981)、郭文魁(1983)、林新多等(1986)、余行祯和李佩兰(1988)所指出的一系列地质现象。因此, 很有必要对西华山的石英与黑钨矿中的包裹体进行深入对比研究。

近年我国一些学者利用红外显微镜对瑶岗仙脉钨矿床(曹晓峰等, 2009; 董少华等, 2011)、对淘锡坑脉钨矿床(宋生琼等, 2011)的共生石英与黑钨矿中包裹体进行了对比研究, 结果表明即使对于同一矿床(如瑶岗仙)不同研究者所获的温压条件亦相差较大。绝大多数结果都只是一种“中-中高温”(王蝶等, 2011)、甚至是“中温-中低温”(董少华等, 2011)矿床。如果真是这样, 那么这种矿床的形成大概与主体花岗岩完全冷却后的温度效应有关。此外, 作者及合作者曾在西华山黑钨矿-石英脉的绿柱石中发现了硅酸盐熔融包裹体并进行了较详细研究(常海亮和黄惠兰 2001, 2002; 黄惠兰等, 2006; 常海亮等, 2007), 但黑钨矿或其它矿物中是否也有类似包裹体? 显然这是矿床成因和形成条件的最直接证据。为此作者利用红外显微镜及其它相关设备, 对西华山钨矿床不同中段(从 564 ~ 100 共 10 个中段)中的黑钨矿、绿柱石、锡石、黄铁矿、闪锌矿、萤石和石英(仅石英又包括岩体中的造岩石英、矿脉晶洞内的水晶和晶洞外的块状石英以及脉侧云英岩中石英)中的包裹体进行了系统对比研究。获

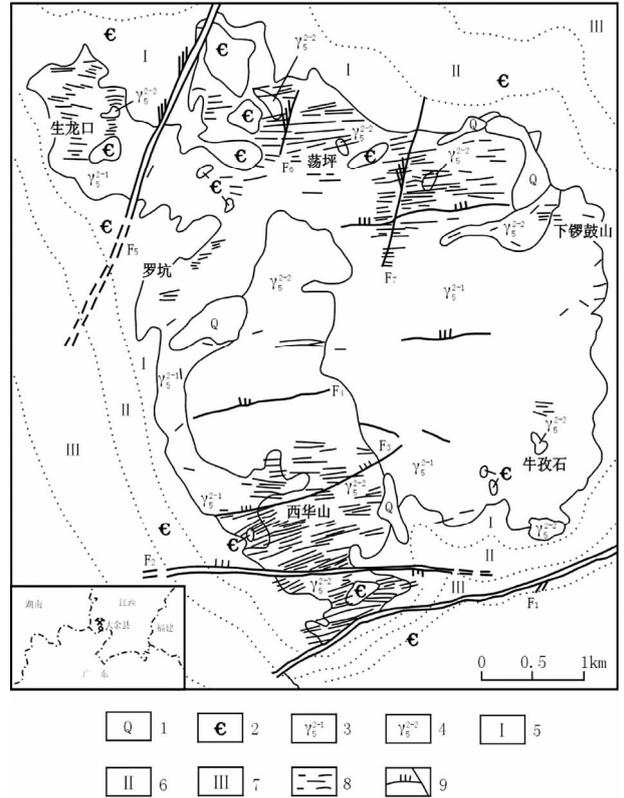


图1 西华山复式岩及其钨矿田地质略图(据吴永乐等, 1987; 刘家齐, 1989 原图改绘)

1-第四系; 2-寒武系; 3-燕山晚期中细粒黑云母花岗岩; 4-燕山早期中粒斑状黑云母花岗岩; 5-黑云母-斜长石角岩带(I); 6-黑云母-白云母-石英角岩化带(II); 7-斑点板岩带(III); 8-矿脉; 9-断层

Fig. 1 Sketch geologic map of the Xihuashan tungsten ore field (after Wu *et al.*, 1987; Liu, 1989)

1-Quaternary; 2-Cambrian; 3-Late Yanshanian medium-fine-grained biotite-granite; 4-Early Yanshanian porphyritic medium-fine-grained biotite-granite; 5-biotite-plagioclase-hornfels zone (I); 6-biotite-muscovite-quartz-hornfels zone (II); 7-spotted slate zone (III); 8-ore veins; 9-faults

得了许多新的资料, 并对这些数据及相关认识进行了较深入的讨论。

2 矿床地质概况

西华山钨矿床是一个产于岩体中的大脉型钨矿床(矿脉最长可超过 1000m, 最大脉幅可达 3.6m)。岩体由斑状中-细粒黑云母花岗岩和中-细粒黑云母花岗岩组成。具有高硅富碱过铝的特征, 并呈岩株状侵入寒武系浅变质岩中(图 1)。

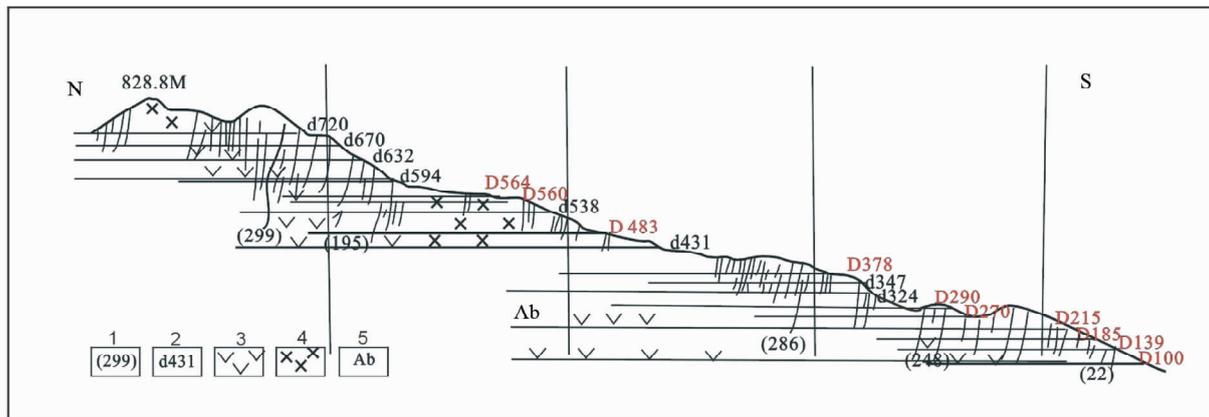


图2 西华山钨矿床综合剖面图(据郭文魁, 1983 修改)

1-开采的黑钨矿-石英脉之编号;2-为坑道(海拔高度)编号(红色为本研究所涉及的中段);3-巷道中(碱性)长石化花岗岩出现区;4-巷道中(碱性)长石化不存在或看不见的区域;5-钠长石化出现区

Fig.2 Synthetical section plan of Xihuashan tungsten deposit (after Guo, 1983)

1-mining wolframite and quartz vein; 2-mining roadway (altitude); 3-area of strongly (altitude) feldspathization granite in roadway; 4-nonexistence and invisible area of feldspathization; 5-area of albitization

含矿石英脉呈狭长的薄板状近于平行直立、成组成群分布在岩体顶部内接触带中(图2)。根据矿物共生组合和先后顺序可将成矿作用分为四个阶段:硅酸盐阶段、氧化物阶段、硫化物阶段和碳酸盐阶段,并呈现典型的“逆向”分带现象。即代表高温矿物通常分布在矿脉的上部和脉体的边部,而低温矿物主要出现在脉体的中心部位(水平方向)和矿脉的下部(垂直方向)。以299号脉为例,在水平方向上,由脉壁至脉中心相继出现辉钨矿、绿柱石、锡石、黑钨矿和硫化物。在垂直方向上,矿脉上部常见萤石、黄玉、锡石、绿柱石、黑钨矿和辉钨矿;中上部富含黑钨矿和绿柱石;中下部黑钨矿渐少而硫化物和白钨矿增多;至矿脉下部很难找到黑钨矿,而碳酸盐等相应增多。在上述原生沉淀分带大前提下,矿物之间的相互交代溶蚀、包含与穿切等现象亦可见及,即使同一种矿物往往出现几个生成世代,各种氧化物与硫化物经常密切共生和反复交替(图3)。总之矿物共生组合及晶出顺序较为复杂。

黑钨矿一般结晶较粗大,多数长度为2~8cm(图3b),最长可达50cm。晶体一般垂直或者斜交脉壁生长(图3a)。多数成集合体形式(也有成单晶形式)与石英镶嵌在一起,二者形成互边接触,界线平直,颗粒均匀,彼此穿入程度基本相同,很少存在溶蚀或交代现象。在宏观上是一种较典型的共生关系(图3d)。但黑钨矿被交代或溶蚀的现象亦可见及(图3c),特别是其中的石英经常出现强破碎现象(图3d)。

应该强调指出的是,西华山脉钨矿在野外地质特征、岩石结构构造、矿物共生组合以及稳定同位素特征等方面与普通石英脉不同,明显具岩浆-热液过渡型矿床特征(朱焱龄, 1981; 林新多等, 1986; 夏卫华等, 1989; 干国梁, 1991)。本文仅就西华山脉钨矿床的一些特殊性简述如下。

西华山脉钨矿床与母花岗岩有着密切的时空联系。西华山早期花岗岩的锆石 U-Pb 法年龄为 155~150Ma, 晚期花

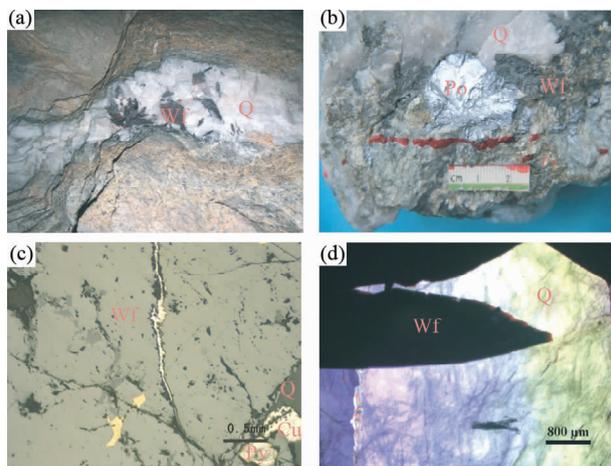


图3 黑钨矿与石英、硫化物的相关关系

(a) 黑钨矿-石英脉产于花岗岩中(270 中段); (b) 辉钨矿-黄铁矿-黑钨矿-石英脉(标本); (c) 黄铁矿充填在黑钨矿微裂隙隙中(光片); (d) 黑钨矿与石英镶嵌在一起,二者形成互边接触(薄片)

Fig.3 Correlation of sulfides, wolframite and quartz

(a) wolframite-quartz veins occurred in granite; (b) molybdenite-pyrite-Wolframite-quartz vines; (c) pyrite was filled in the microfractures of wolframite; (d) wolframite and quartz were mosaic together, contacting by edges

岗岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 142~140Ma; 不同成矿阶段和不同空间的黑钨矿脉的石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄为 139.8Ma; 黑钨矿、萤石的 Sm-Nd 法年龄分别为 139.7Ma 和 137.4Ma; 晶洞中水晶的流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄为 130.5Ma(李华芹等, 1993)。总之两期花岗岩先后约相隔 10Ma, 而成矿作用与母花岗岩之间没有时间差, 成岩与成矿互相衔接, 连为一体。在空间上母花岗岩与矿脉之间关系十分微妙。有时两者没有明显的界线, 而是由石英脉逐渐过渡

为石英云英岩→云英岩→具细小晶洞的细粒花岗岩(如 594 平巷 V₉₁ 所见);多处见到黑钨矿-石英脉逐渐过渡为长石-石英脉→似伟晶岩脉→细晶岩脉→中细粒黑云母花岗岩;在矿床深部(483 中段)一弯曲状矿脉的外侧未见任何裂隙痕迹;在 483 中段 506 石门,还有一四周被封闭于花岗岩中、含有黑钨矿-辉钼矿-毒砂等的长石-石英囊状体。

郭文魁(1983)曾指出,西华山黑钨矿-石英脉有别于沿后生裂隙形成的石英脉。强调黑钨矿-石英脉是在岩浆结晶作用晚期、而不是岩浆期后形成的,当时母花岗岩尚处于塑性或蠕流状态。其实西华山黑钨矿-石英脉还有别于由大量流体不断补充循环而形成的普通石英脉。普通石英脉的石英往往沿脉壁两边垂直对称生长,矿物组成简单。而西华山黑钨矿-石英脉的组成矿物十分复杂,几乎包括花岗岩中的所有硅酸盐矿物(云母、长石、石英、黄玉、绿柱石、石榴石等)及副矿物并含大量的矿石矿物。同时还呈现与伟晶岩类似的结晶分异演化趋势及晶洞状构造。尽管它不象伟晶岩那样出现明显的分带现象,但矿脉中由硅酸盐→氧化物→硫化物→碳酸盐的演化关系是很特征的,并且由脉壁至脉体中部大致相继出现辉钼矿-云母-绿柱石-锡石-黑钨矿-毒砂-黄铜矿-黄铁矿的沉积分带;在垂直方向上,由上往下相继出现锡石-绿柱石-黄玉-黑钨矿-辉钼矿-黄铜矿-黄铁矿-闪锌矿-方铅矿-方解石的沉淀分带。暗示矿脉是由熔体-溶液一次性充填而成的,并且是由上往下、由边部往中间逐步冷却结晶的。在矿脉的中上部位和脉体的上盘还经常出现直径为 0.5~100cm(多为 20~60cm)的晶洞,其形态有椭圆形、哑铃状或不规则状,表明成矿作用是在较封闭环境中进行的,并不存在大量流体赖以进入和离去的迹象。这种封闭性还可从流体包裹体盐度、均一温度和氢氧同位素特征得到证实(刘家齐和常海亮,1987;刘家齐,1989;刘家齐和曾贻鄯,2000;穆治国等,1981;张理刚,1985;吴永乐等,1987),即在矿脉晶洞矿物大量结晶前成矿流体盐度和氢氧同位素基本稳定不变,且明显具岩浆热液特征,仅在晶洞形成以后和水晶结晶的中晚期,其盐度和温度才逐渐同步降低,同时其氢氧同位素组成中大气降水的份额越来越多。吴永乐等(1987)、陈毓川等(1989)的大量氧同位素研究还表明,花岗岩的造岩石英和脉石英的氧同位素惊人地一致,且不受空间位置影响,暗示二者的氧同位素经受了长期的均一化,不存在氧同位素分馏,也显示出成岩成矿系统的封闭性、同源性、过渡性。

3 实验方法和包裹体岩相学

3.1 样品制备、实验方法及设备

考虑到即使在红外光下,金属矿物的透光性也不是很理想。因此测温片的厚度一般控制在 0.05~0.2mm 之间。

不透明矿物中的流体包裹体测定是在武汉地质矿产研究所岩矿测试室和中国地质大学(武汉)地质过程和矿产资

源重点实验室运用红外显微测温装置中进行的。装置由 Olympus 主体显微镜及其安装在其顶部的 HAMAMATSU C2741-031ER 红外光谱 TV 成像摄影仪和被安装在 Olympus 显微镜物台上的 Linkam MD600 型显微冷-热台以及相关计算机等组成。其加热-冷冻系统曾用可见光和红外光两种光源分别测量已知熔化温度的一系列标准物质。结果显示两种光源之间的测量不存在系统误差(据曹晓峰等,2009),可以保障冰点温度的测量精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 和均一温度测量精度约 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 的要求。黑钨矿属半透明矿物,其红外吸收热效应很小,所使用的光源强度对包裹体测定所产生的影响皆在测试误差范围之内(曹晓峰等,2009)。为了降低测量误差,无论均一法还是冷冻法都采取了 Goldstein and Reynolds(1994)的循环冷冻-加热技术。

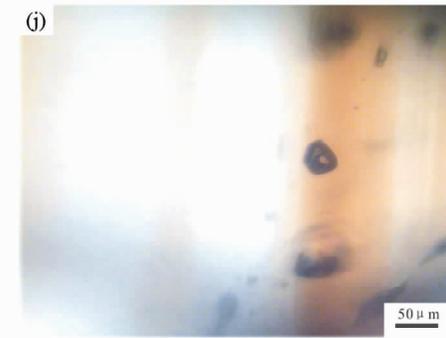
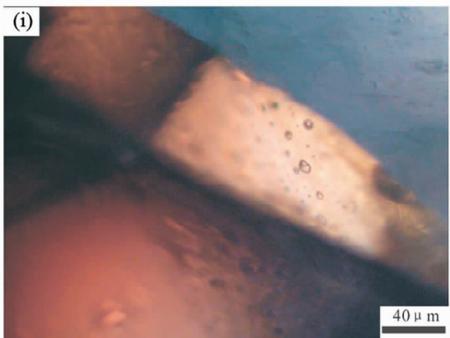
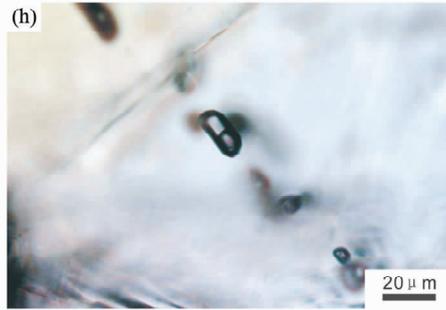
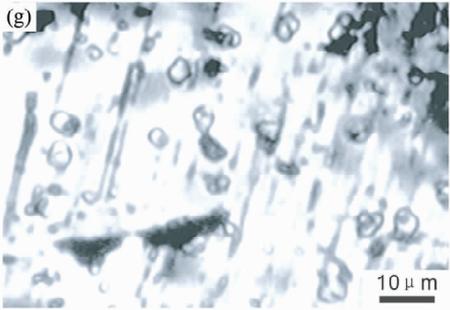
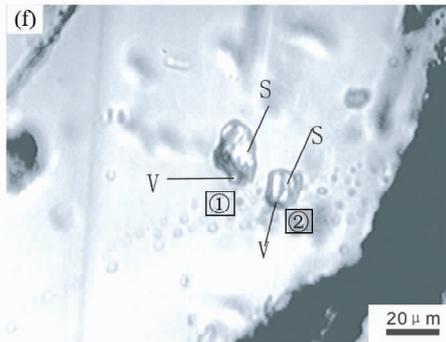
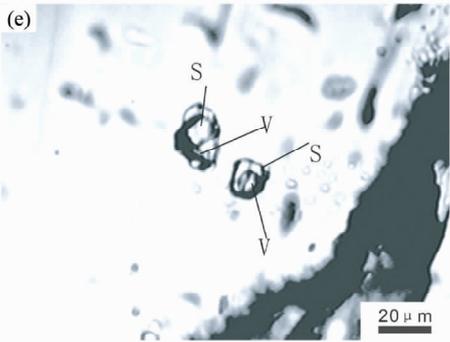
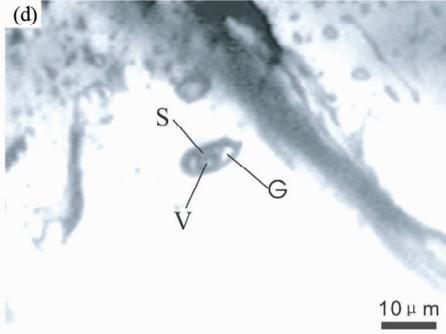
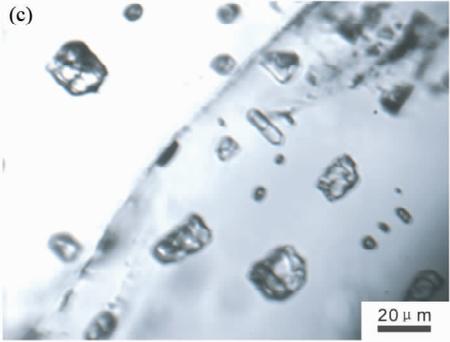
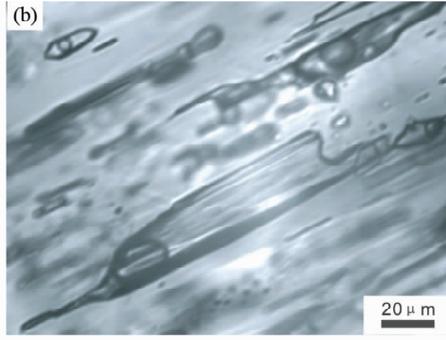
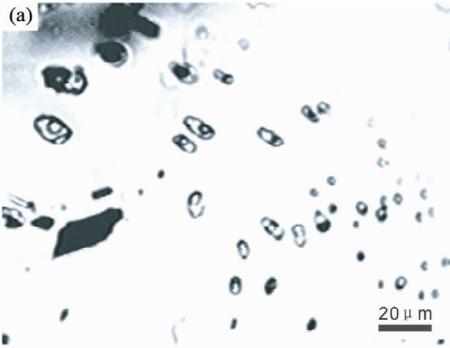
透明矿物中流体包裹体的测定是在 Linkam THMS 600 型显微冷-热台中进行的。热台事先用已知温度的标准物质进行校正。在 $-56.6\sim 0^{\circ}\text{C}$ 和 $100\sim 600^{\circ}\text{C}$ 范围内其测量误差分别为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 和 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。

熔融包裹体测定是在常压且未抽真空和未使用保护性气体的条件下在 Leitz 1350 热台中进行的。测定前曾用一系列已知熔化温度的标准物质进行了温度校正。其误差为约 $\pm 5\%$,测定中始终采用了缓慢升温(小于 $4^{\circ}\text{C}/\text{min}$),按阶段恒温(每阶段升温 $\pm 30^{\circ}\text{C}$ 后便恒温 20min 到 4h),直到固相全部熔化或者气泡完全消失。

3.2 流体包裹体岩相学

西华山黑钨矿石英脉中流体包裹体十分发育。按其成因性质可以分为原生、次生和假次生三大类;按其组成成分和室温时的组成相态可将包裹体分为硅酸盐熔融包裹体、水溶液包裹体和含 CO_2 水溶液包裹体三个大类(后两类又统称气液包裹体)。

1 硅酸盐熔融包裹体 这类包裹体主要在 V299、V279 和 V500 的上部或靠脉体边部的绿柱石和黑钨矿中见到。这些包裹体在晶体中独立成群并沿晶体延长方向分布或孤立分布。形态较为规则,多为有关主矿物的负晶形,小板状、柱状、椭圆形等(图 4c, d, k, l)。根据包裹体大小和相对冷却速度,其中硅酸盐部分的结晶程度有很大的差别。当包裹体体积 $\leq 10\mu\text{m}$ 时,熔融包裹体基本上以玻璃质为主,隐约有少量雏晶和流体物质(图 4c);随着体积增大,结晶作用有所增强——不仅可见到明显的气泡,而且在正交偏光镜下可见到具有弱干涉色的小子晶(图 4k);当其体积 $\geq 25\mu\text{m}$ 时,其结晶程度可以很高,形成由石英+浅色云母+ $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ +V 等所组成的结晶质熔融包裹体。有些熔融包裹体中同时含有过量的不混溶水质流体,本文将之命名为流体-熔融包裹体(图 4e)。熔融包裹体与普通水溶液包裹体明显不同。水溶液包裹体有圆圆的气泡,水溶液与主晶的折光相差甚远。故包裹体与主晶的界限很清楚。硅酸盐熔融包裹体所捕获的是一种含挥发成分(主要是 H_2O)的岩浆,它在缓慢冷却过程中会



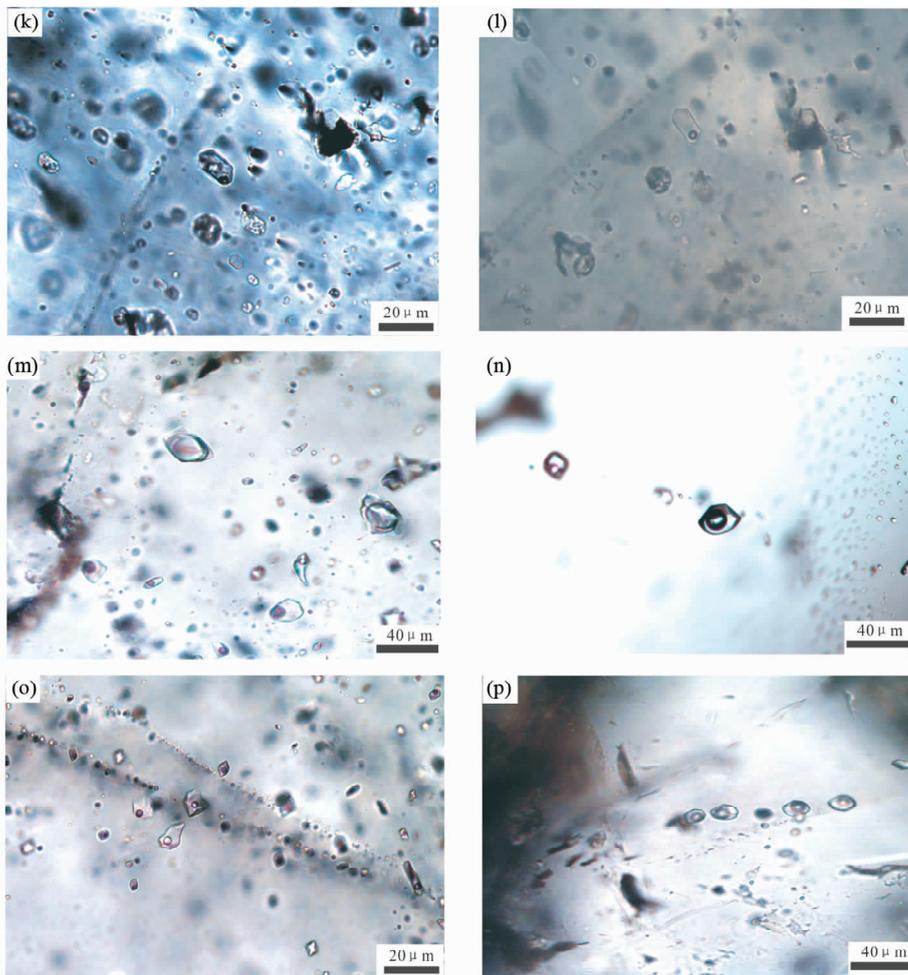


图4 西华山钨床不同矿物中的流体包裹体显微照片

(a) 黑钨矿中的两相气包裹体(139中段V₃₄);(b)黑钨矿中的两相气包裹体(560中段V₅₉₀);(c)黑钨矿中的熔融包裹体(564中段V₄₁₁,室温);(d)黑钨矿中的熔融包裹体,680℃淬火时的情形,S-固相残余物质,G-玻璃,V-气泡(378中段V₂₇₉);(e)黑钨矿中流体-熔体包裹体(室温时的情形,564中段V₅₀₀);(f)为图(e)中包裹体加热至440~450℃时的情形,可以看出其中①号包裹体中的气泡还有一小点未消失,而②号包裹体中的气泡已完全消失.S-固相物质,V-气泡(564中段V₅₀₀);(g)黄铁矿中两相气液包裹体(215中段V₂₄₈);(h)闪锌矿中的两相气液包裹体(564中段V₄₃₂);(i)锡石中的两相气液包裹体(139中段V₂₂);(j)锡石中的两相气液包裹体(139中段V₂₂);(k)绿柱石中熔融包裹体(483中段V₂₉₉)(室温时);(l)为(k)中包裹体加热至720℃淬火后的情形。可以看出至少有2个包裹体的固相已全部熔化(483中段V₂₉₉);(m)石英中的含CO₂三相包裹体(139中段V₂₂);(n)石英中的原生气液包裹体(564中段V₅₀₀);(o)石英中的次生气液包裹体(378中段V₂₇₉);(p)萤石中的两相气液包裹体(483中段V₂₉₉)

Fig. 4 Pictures of fluid inclusions in different minerals of Xihuashan tungsten deposit

(a) gas-liquid inclusions in wolframite (139-V₃₄); (b) gas-liquid inclusions in wolframite (560-V₅₉₀); (c) melting inclusions in wolframite (564-V₄₁₁, room temperature); (d) fluid-melt inclusions in wolframite; Quenching at the temperature of 680°C, S-solid residuers, G-glass, V-gas bubble (378-V₂₇₉); (e) fluid-melt inclusions in wolframite (room temperature, 564-V₅₀₀); (f) when heating to 440~450°C in Fig. 4e, there was a little gas bubble in the inclusion of number ① the gas bubble in the inclusion of number ② have vanished (S-solid, V-gas bubble) (564-V₅₀₀); (g) gas-liquid inclusions in pyrite (215-V₂₄₈); (h) gas-liquid inclusions in sphalerite (564-V₄₃₂); (i) gas-liquid inclusions in cassiterite (139-V₂₂); (j) gas-liquid inclusions in cassiterite; (k) melt inclusions of silicate in Beryl (483-V₂₉₉, at room temperature); (l) inclusions in Fig. 4k were heated to 720°C, It could be clearly observed that at least two inclusions had been melted (483-V₂₉₉); (m) contains CO₂ three-phase inclusions in quartz (139-V₂₂); (n) primary gas-liquid inclusions in quartz (564-V₅₀₀); (o) secondary gas-liquid inclusions in quartz (378-V₂₇₉); (p) gas-liquid inclusions in fluorite (483-V₂₉₉)

出现成核-结晶并分离出流体物质。但是由于这种包裹体很小,难于成核(Roedder, 1979),故基本上由隐晶质+玻璃质和分散在固体空隙的流体物质组成。细小固体物质与主晶

折光率较接近,其接触界限总是若隐若现,若明若暗(明亮处是晶质、隐晶质或玻璃等,暗处为气体等)。它与偶然封存的捕获晶+流体等混合物不同。因为捕获晶一般是单个晶体,

不可能是集合体状, 并且捕获晶可以伸出包裹体外部, 甚至在主晶中可见到同类晶体 (Roedder, 1979; 张文淮和陈紫英, 1993)。

II 水溶液包裹体 这是西华山最普遍最常见的一种包裹体。在石英、绿柱石、萤石、锡石、黑钨矿、黄铁矿和闪锌矿中主要都是这种包裹体(图4)。按其组成相态又可粗略分为两种: II₁-单相水溶液包裹体, 数量较少, 并且主要是次生的; II₂-两相水溶液包裹体, 这种包裹体的数量很多, 根据冷冻时的共结温度, 可将两相气液包裹体分为两个体系: a) $T_e = -21^\circ\text{C} \pm$, 为 $\text{H}_2\text{O}-(\text{KCl})-\text{NaCl}$ 体系, 这种包裹体最多; b) 少数包裹体的共结温度明显低于 -21°C , 表明其中含有一定数量的二价阳离子, 这类包裹体往往与金属硫化物或碳酸盐阶段有一定联系。水溶液包裹体的气泡一般占 5 ~ 35% vol; 包裹体大小一般 $< 20\mu\text{m}$, 有的可至 $40 \sim 120\mu\text{m}$; 主要为圆形、椭圆形和各种不规则状, 也有一部分包裹体的形态很规则或呈负晶形。

III 含 CO_2 包裹体 这种包裹体在西华山的数量较多。特别是在脉旁云英岩的石英以及黑钨矿和硫化物接触的一部分石英中, 并且可能有多个世代。 CO_2 在不同包裹体中所占的比例及 CO_2 的均一温度范围十分广泛。这种包裹体通常以 H_2O 溶液为主和含有较少 L_{CO_2} 与 V_{CO_2} 。但也有是以 CO_2 为主仅含较少 H_2O 的, 或者包裹体仅由 $L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$ 组成, 有的则为 V_{CO_2} 包裹体。包裹体的均一方式既可均一成水溶液又可均一成 CO_2 , 还可成临界均一方式。多数含 CO_2 包裹体中的 CO_2 在 $20 \sim 30^\circ\text{C}$ (特别是 $28 \sim 30^\circ\text{C}$) 均一成 V_{CO_2} , 还有一部分大致在 $-23 \sim -7^\circ\text{C}$ 之间均一成 L_{CO_2} 。含 CO_2 包裹体的形态主要为圆形、椭圆形、小柱状或各种不规则状; 大小为 $3 \sim 25\mu\text{m}$; 含 CO_2 包裹体在黑钨矿中往往独立成群分布; 在石英中有少量呈自由分布或独立成群分布, 更多的是与水溶液包裹体混在一起, 并且相比关系较混乱(图4m), 少数沿裂隙分布。在绿柱石中含 CO_2 包裹体呈孤立分布或者沿裂隙分布。石英脉中含 CO_2 包裹体的这种多样性, 可能反映它具有不同的封闭史以及其中 CH_4 、 N_2 和 H_2 的数量有关。特别是在石英发生碎裂时含 CO_2 包裹体可能出现泄漏, 后又被重新圈闭。

对于西华山钨矿床的不同矿物来说, 主晶中的包裹体特征不尽相同。黑钨矿中包裹体数量较少, 类型较简单, 相比关系较稳定, 包裹体大小较适中, 形态较规则, 多顺晶体延长方向分布, 次生包裹体较少且易与原生包裹体区分, 有时还出现硅酸盐熔融包裹体。黄铁矿中的包裹体特征大致与黑钨矿近似, 但只有气液包裹体。石英中的包裹体数量很多, 全是水溶液包裹体, 包裹体细小(少数较大), 分布形式多样, 且相比关系复杂和有多个期次, 原生/次生关系难以区分, 以次生的或重结晶时形成的包裹体占绝大多数。在晶洞中, 无论是石英还是黑钨矿都有极漂亮的原生包裹体。矿脉外侧的云英岩化花岗岩以及矿体下部中段或硫化阶段的脉石英中有时有较多的原生气液包裹体。

4 流体包裹体显微测温

西华山钨矿床流体包裹体红外线显微测温已列于表1, 并作如下概述。

4.1 黑钨矿

其原生两相气液包裹体和含 CO_2 水溶液包裹体的均一温度很集中 ($300 \sim 420^\circ\text{C}$); 次生包裹体很少 ($T_h = 160 \sim 280^\circ\text{C}$)。其中硫化物阶段黑钨矿原生气液包裹体的 $T_h = 300 \sim 360^\circ\text{C}$; 晶洞中黑钨矿原生气液包裹体 $T_h = 220 \sim 290^\circ\text{C}$ 。黑钨矿中气液包裹体的这一温度变化趋势与矿床原生分带现象一致。即在水平方向上, 边部温度高, 而中心部位温度低; 在垂直方向上, 上部温度高而下部温度低。矿体上部中段的黑钨矿中次生包裹体相对较发育, 可能意味着那里遭受后期应力作用和流体改造较强烈。黑钨矿中气液包裹体的盐度也较集中 ($5\% \sim 9\% \text{ NaCleqv}$), 少数可低至 $3.5\% \text{ NaCleqv}$ 或者高至 $17.4\% \text{ NaCleqv}$ 。

至于黑钨矿中的熔融包裹体, 由于主晶不透明、硬度较低和样品量少等原因, 暂时只获得如下结果: ①利用两面抛光的测温片在红外显微镜及 Linkam MD600 型冷热台中进行加热, 当 $T = 440 \sim 450^\circ\text{C}$ 时熔融包裹体(流体-熔体包裹体)中的气泡消失或者即将消失, 而其中的玻璃和晶质物无变化(图4f)。表明它不是普通水溶液包裹体, 也不是熔体+捕获晶。②将厚度约 $2 \sim 3\text{mm}$ 的黑钨矿碎片数块装于石英管并置于马弗炉中加热到 680°C 和恒温半小时以上后取出淬火, 将碎片制成两面抛光的测温片并用红外显微镜检查, 发现其中的熔融包裹体产生了强烈熔化。包裹体呈现由新化出来的熔融体(淬火后变成透明的玻璃)和少量残余固体物质以及圆形气泡组成(图4d)。充分表明这是一种硅酸盐熔融包裹体。但因为黑钨矿硬度较低, 在常压下进行高温加热时易发生泄漏甚至破裂, 从而使其中的挥发逸散而使熔化温度升高。故在 680°C 时还有较多固体物质未全部熔化。

4.2 锡石

西华山的锡石罕见, 主要分布在紧靠石英脉的外侧云英岩中。镜下呈浅棕色, 生长环带清楚。其流体包裹体类型主要为两相气液包裹体和少量单相水溶液包裹体及黑色气体包裹体(CO_2 和 CH_4)。包裹体细小(多为 $8 \sim 15\mu\text{m}$); 顺结晶生长带方向自由成群分布或孤立分布(图4i, j), 次生包裹体则明显沿切割生长带的愈合微裂隙分布。按显微测温过程中内含物的变化特征大致有两种亚类: (1)一种是 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系 ($T_e = -21 \sim -22^\circ\text{C}$), $T_h = 310 \sim 341^\circ\text{C}$ 之间; (2) $T_e = -49 \sim -52^\circ\text{C}$ (含有较多的二价阳离子), $T_h = 308 \sim 326^\circ\text{C}$ 。次生包裹体 $T_e = -20.8 \sim -21^\circ\text{C}$, $T_h = 205 \sim 215^\circ\text{C}$ 。

表1 西华山脉钨矿床多种矿物中气液包裹体红外显微测温结果

Table 1 The infrared microthermometric results of gas-liquid inclusions in various minerals of Xihuashan tungsten deposit

中段及矿脉	矿物名称	初熔温度 T_e ($^{\circ}\text{C}$)	冰点温度 T_m ($^{\circ}\text{C}$)	盐度 (wt% NaCleqv)	均一温度范围 T_h ($^{\circ}\text{C}$)	平均均一 温度 T_h ($^{\circ}\text{C}$)	备注
564 中段 V500	黑钨矿	-22 ~ -35	-4.8 ~ -7.0	7.6 ~ 10.5	280 ~ 380	342.6	
		-20.9	-3.1 ~ -3.5	5.1 ~ 5.7	160 ~ 230	209.2	
	石英	-22 ~ -23	-5.3 ~ -5.9	8.3 ~ 9.1	246 ~ 250	248.8	
		-22 ~ -23	-3.5 ~ -4.2	5.7 ~ 6.7	150 ~ 166	158.8	
		-42 ~ -49	-9.0 ~ -12	12.9 ~ 16.0	140 ~ 170	159.7	
		-21 ~ -23	-0.8 ~ -2.1	2.5 ~ 3.5	261 ~ 310	293	
水晶	-20.8 ~ -21	-0.8 ~ -1.0	1.4 ~ 1.7	210 ~ 215	212		
	-26 ~ -35	-4.1 ~ -6.5	6.6 ~ 9.9	175 ~ 201	189.1		
564 中段 V432	闪锌矿	-21 ~ -22	-3.1 ~ -3.5	5.0 ~ 5.7	240 ~ 260	250.7	
		-20.8 ~ -21	-2.5 ~ -2.8	4.2 ~ 4.6	160 ~ 186	172.1	
	萤石	-26 ~ -33	-4.2 ~ -4.8	6.7 ~ 7.6	285 ~ 295	290	
		-21 ~ -22	-2.1 ~ -2.4	3.5 ~ 4.0	180 ~ 205	190	
560 中段 V590	黑钨矿	-21 ~ -22	-2.6 ~ -3.3	4.3 ~ 5.4	268 ~ 290	276.7	
		-21 ~ -22	-2.8 ~ -3.2	4.7 ~ 5.3	215 ~ 244	231.36	
	水晶	-20.8 ~ -21	-0.2 ~ -1.2	0.4 ~ 2.1	210 ~ 230	221	
		-21 ~ -22	-3.0 ~ -3.8	5.0 ~ 6.2	230 ~ 240	236.3	
483 中段 V299	黑钨矿	-21 ~ -23	-3.6 ~ -4.2	5.9 ~ 6.7	330 ~ 380	348.2	
		-21	-2.2 ~ -2.6	3.7 ~ 4.3	160 ~ 230	203.1	
	石英	-21 ~ -23	-3.9 ~ -4.6	6.3 ~ 7.3	236 ~ 248	242	
		-21 ~ -22	-2.6 ~ -4.2	4.3 ~ 6.7	135 ~ 152	145.2	
	绿柱石	-21 ~ 23	-2.85 ~ -3.9	4.7 ~ 6.3	190 ~ 250	233.4	
		-21 ~ -23	-2.8 ~ -4.1	6.3 ~ 6.6	260 ~ 301	269.3	
378 中段 V279	黑钨矿	-21	-2.2 ~ -2.8	3.6 ~ 4.6	190 ~ 210	198.4	
		-21	-3.1	5.0	250 ~ 251	250.5	
		-21 ~ -22	-3.0 ~ -4.1	6.2 ~ 6.6	325 ~ 350	337.5	
	石英	-23 ~ -26	-3.0 ~ -6.6	9.2 ~ 10.0	178 ~ 240	194.9	
		-21	-2.4 ~ -3.1	4.0 ~ 5.1	220 ~ 240	230	
		-60 ~ -59	+8.0 ~ +9.0	2.0	330 ~ 330	330	含 CO_2
290 中段 V248	黑钨矿	-21	-3.4 ~ -3.6	5.6 ~ 5.9	225 ~ 225	225	
		-21 ~ -22	-3.7 ~ -3.98	6.0 ~ 6.4	268 ~ 280	272.6	
		-21 ~ -23	-3.8 ~ -4.3	6.2 ~ 6.9	330 ~ 380	353.5	
	石英	-20.8 ~ -21	-2.99 ~ -3.1	4.9 ~ 5.1	146 ~ 170	158.7	
		-20.8 ~ -21	-0.2 ~ -0.5	0.35 ~ 0.5	180 ~ 209	187.3	
		-22 ~ -23	-5.1 ~ -6.2	8.0 ~ 9.5	215 ~ 233	223.7	
290 中段 V208	黑钨矿	-21 ~ -22	-3.0 ~ -3.8	5.9 ~ 6.3	188 ~ 245	262.5	
		-21 ~ -23	-2.99 ~ -3.8	4.9 ~ 6.2	250 ~ 270	246.7	
		-21 ~ -23	-3.05	5.0	305	305	
270 中段 V248	黑钨矿	21 ~ -23	-3.1 ~ -3.5	5.1 ~ 5.7	330 ~ 355	341.5	
		石英	-21 ~ -23	-3.2 ~ -4.2	5.3 ~ 6.7	130 ~ 170	153
215 中段 V248	黑钨矿	-32 ~ -35	-6.9 ~ -8.2	10.4 ~ 12.0	310 ~ 350	326.7	
		-49 ~ -52	-13.0	17.0	370 ~ 420	395.6	
		石英	-26 ~ -32	-6.8 ~ -7.8	10.2 ~ 11.5	310 ~ 340	325
215 中段 V248	黑钨矿	-21	-3.5 ~ -3.8	5.4 ~ 6.2	296 ~ 360	336.3	
		黄铁矿	-21	-4.1	6.6	300 ~ 310	305
	石英	-23 ~ -26	-5.4 ~ -6.7	8.4 ~ 10.1	160 ~ 235	200.8	
		-21	-5.8 ~ -6.1	9.0 ~ 9.3	270 ~ 298	281.3	
		-21	-2.7 ~ -3.6	4.4 ~ 5.8	303 ~ 400	359	
215 中段 V248	萤石	-20.9	-2.1 ~ -2.2	3.5 ~ 3.7	140 ~ 150	145	
		-21	-3.5 ~ -4.9	5.7 ~ 7.7	201 ~ 232	216.5	

续表 1

Continued Table 1

中段及矿脉	矿物名称	初熔温度 T_e ($^{\circ}\text{C}$)	冰点温度 T_m ($^{\circ}\text{C}$)	盐度 (wt% NaCleqv)	均一温度范围 T_h ($^{\circ}\text{C}$)	平均均一 温度 T_h ($^{\circ}\text{C}$)	备注
185 中段 V248	黑钨矿	-21 ~ -22	-4.8	7.6	350 ~ 380	365	
	石英	-21 ~ 22	-4.1 ~ -4.8	6.6 ~ 7.6	210 ~ 248	229.2	
139 中段 V22	锡石	-49 ~ -52	-17.5 ~ -18	20.8 ~ 21.2	308 ~ 325	317.8	
		-21 ~ -22	-4.5 ~ -5.8	7.2 ~ 9.0	330 ~ 341	333.9	
	石英	-20.8 ~ -21	-2.5 ~ -2.8	4.2 ~ 4.6	205 ~ 215	210	
		-21	-0.5 ~ -4.1	0.9 ~ 1.7	162 ~ 179	172.2	
100 中段	石英	-22	-3.9 ~ -4.7	6.3 ~ 7.5	180 ~ 192	186.6	
		-20.8	-0.8 ~ -2.1	1.4 ~ 2.0	143 ~ 165	152.3	
	萤石	-21	-1.5 ~ -1.6	2.5 ~ 3.5	170 ~ 187	178.4	
		-20.8	-2.2 ~ -2.4	2.0 ~ 2.6	112 ~ 122	118.6	
100 中段	石英	-20.8 ~ -21	-2.7 ~ -3.9	4.0 ~ 4.6	167 ~ 195	180	
		-22	-3.1 ~ -3.9	5.0 ~ 6.3	185 ~ 230	211	
		-21	-2.4 ~ -3.0	4.1 ~ 5.0	310 ~ 328	319	

4.3 黄铁矿

黄铁矿中的水溶液包裹体的均一温度为 300 ~ 310 $^{\circ}\text{C}$, 盐度为 6.6% NaCleqv。

4.4 石英

分别对矿脉中与黑钨矿紧密共生的块状石英、晶洞中的水晶(有的含黑钨矿), 矿脉外侧云英岩(含钨)中的石英以及主体花岗岩(蚀变)造岩石英中的包裹体进行了研究。兹分述如下。

4.4.1 黑钨矿石英脉的块状石英(与黑钨矿共生, 共八组样品)

石英中不仅没有熔融包裹体, 即使两相气液包裹体或含 CO_2 水溶液包裹体的均一温度一般都很低(130 ~ 280 $^{\circ}\text{C}$), 正好与黑钨矿中次生气液包裹体 T_h 值(160 ~ 280 $^{\circ}\text{C}$)一致, 比黑钨矿原生气液包裹体 T_h 值低 100 ~ 160 $^{\circ}\text{C}$ 以上。块状石英中气液包裹体的盐度在 0.4% ~ 16% NaCleqv(主要为 5% ~ 10% NaCleqv 较多)。在这八组块状石英中, 至少有五组石英(主要是早期硅酸盐-氧化物阶段或者相对在上部的中段如 564-V500、483-V299 和 290-V248)的气液包裹体 $T_h \leq 300^{\circ}\text{C}$ (主要属次生性质)。其余三组石英(主要是下部中段或与硫化物阶段有关的石英, 如 378-V279、270-V248 和 215-V248), 保存有相对较多的原生气液包裹体($T_h = 300 \sim 400^{\circ}\text{C}$)。这一温度值与共生黑钨矿中原生气液包裹体一致或者稍低, 但同样存在大量的低温的 T_h 值。

4.4.2 晶洞中的水晶

对两个晶洞中的水晶进行了研究。二者特征上有一定差异。一个晶洞位于西华山岩株北坡荡坪钨矿床的 560 中段 590 脉, 该晶洞高长约 50cm, 宽约 20 ~ 30cm。晶洞中水晶与黑钨矿彼此嵌生。另一个晶洞位于西华山本部 564 中段

的 500 石英脉中, 晶洞狭小, 水晶短, 无黑钨矿。前者水晶包裹体的 T_h 和盐度值基本上与共生的黑钨矿完全相同(参见图 5)。据刘家齐和常海亮(1987)研究, 该类晶洞水晶中的包裹体从晶体中心部分(或根部)往晶体边缘部分(或尾部), 其均一温度由 320 $^{\circ}\text{C}$ 逐渐降至 150 $^{\circ}\text{C}$, 盐度相应由 7.5% NaCleqv 降至 0.9% NaCleqv。虽然在本次测定中黑钨矿与水晶的均一温度和盐度仍有某些差异, 但都在刘家齐和常海亮(1987)对整个晶体测定结果范围之内。其差异主要与被测碎片在晶体中的部位不同有关。另一晶洞的原生包裹体 $T_h = 210 \sim 310^{\circ}\text{C}$, 也在刘家齐对整个晶体的包裹体测量结果范围内。此外晶体根部还发育一组次生包裹体($T_h = 175 \sim 201^{\circ}\text{C}$, $T_e = -35 \sim -26^{\circ}\text{C}$)。在晶洞外部与黑钨矿共生的块状石英中包裹体的 T_h 值一般反而很低($T_h \leq 250^{\circ}\text{C}$, 参见图 6)。并且溶液中亦含较多的二价阳离子。

4.4.3 脉侧云英岩中的石英

石英中包裹体发育(一般 $< 10\mu\text{m}$), 但在黑钨矿附近的石英中包裹体骤然变大(15 ~ 40 μm), 且包裹体类型复杂, 原生/次生或先后关系较难区分。大致有如下几种包裹体: ①含 L_{CO_2} 多相包裹体或以 CO_2 为主要的富 CO_2 包裹体。其 $T_e = -60 \sim -59^{\circ}\text{C}$, $T_h = 240 \sim 330^{\circ}\text{C}$, $T_{h_{\text{CO}_2}} = 27 \sim 30^{\circ}\text{C}$ (既可均一成 L_{CO_2} 亦有均一成 V_{CO_2}); 包裹体完全均一时主要是均一成水溶液, 少数往 CO_2 均一或呈现临界均一。②两相水溶液包裹体(占包裹体总数 80%)。其中绝大多数为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系, $T_e = -21 \sim -20.8^{\circ}\text{C}$, $T_h = 210 \sim 311^{\circ}\text{C}$; $T_h = 168 \sim 185^{\circ}\text{C}$; 还有少量包裹体含有一定数量的二价阳离子($T_e = -32 \sim -26^{\circ}\text{C}$), $T_h = 217 \sim 220^{\circ}\text{C}$ 。③其它还有较多单相水溶液包裹体和少量黑色气体包裹体(CH_4)。

总之, 云英岩石英中的包裹体特征与脉内块状石英很相似。例如在包裹体类型上都主要是两相气液包裹体和少量含 CO_2 多相包裹体。均一温度上绝大多数 $< 250^{\circ}\text{C}$ (260 ~ 330 $^{\circ}\text{C}$ 部分很少)。含 CO_2 多相包裹体的 CO_2 体积百分比在

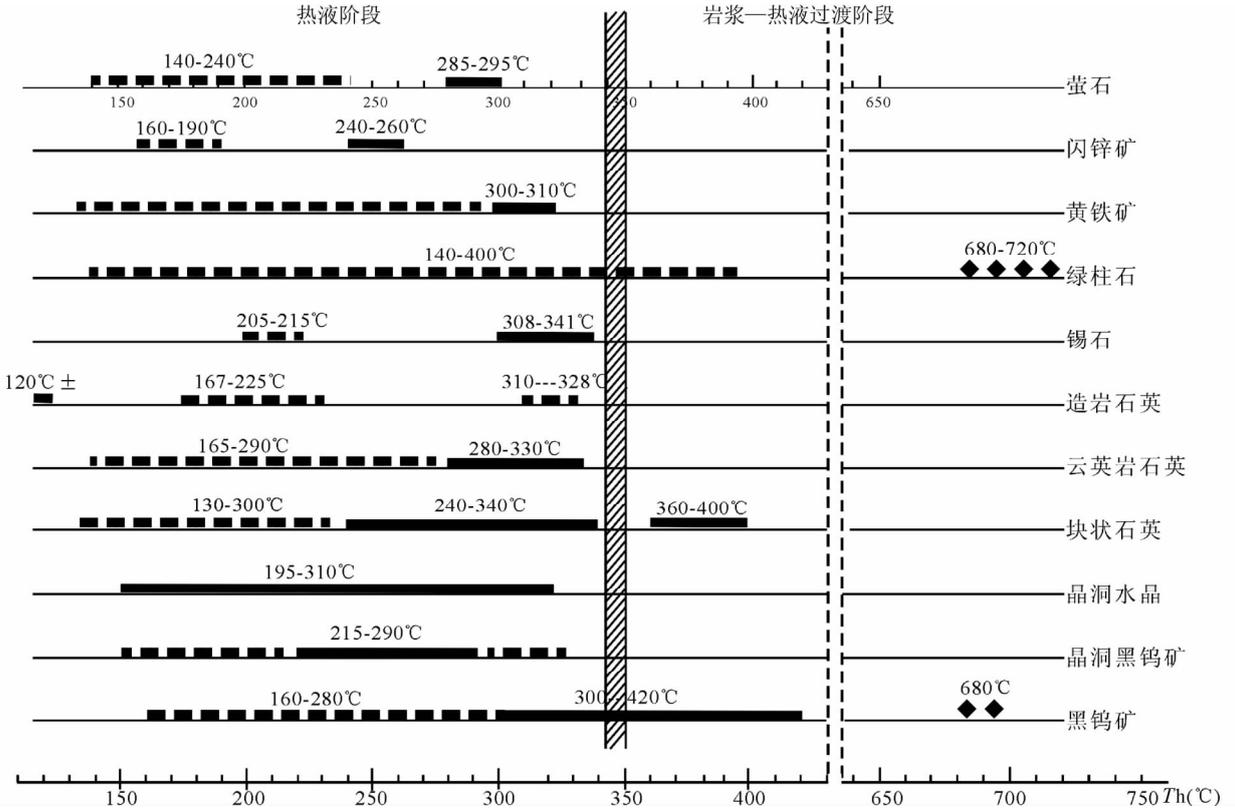


图5 西华山钨矿床不同矿物中流体包裹体均一温度分布范围

气液包裹体的 T_h 值需经压力校正方能代表形成时的真实温度,而熔融包裹体的均一温度可直接视为形成温度. 图中◆为熔融包裹体;实线为原生气液包裹体;虚线为次生包裹体或以前测定的或可能存在的均一温度值;所标出的温度值系本次测出的温度范围; $T_h = 350$ 的阴影线为推测的岩浆-热液过渡阶段与岩浆期后热液阶段的分界线(参见讨论)

Fig. 5 The distribution range of fluid inclusion homogenization temperatures in different minerals of Xihuashan tungsten deposit

The T_h value of gas-liquid inclusions by pressure correction can represent the true temperature, but the homogenization temperatures of melt inclusions can be regarded as the forming temperature. In this figure, symbol ◆ stands for melt inclusions; And the solid lines represent the primary gas-liquid inclusions; While the dotted lines could be either the secondary inclusions or which had been measured or predict exist; Temperature values marked show the temperature range with this measurement; Shadow line $T_h = 350$ is demarcation line may distinguish between speculation magmatic hydrothermal transition stage and magmatic hydrothermal stage

广泛范围内变化,其中 CO_2 部分既可均一成 L_{CO_2} 又可均一成 V_{CO_2} ; 整个包裹体均一时既可均一成水溶液又可往 CO_2 均一或呈现临界均一,但绝无均一成水蒸气者. 这表明流体存在 H_2O 与 CO_2 的不混溶和非均匀圈闭,但水溶液并未沸腾. 因此以往用“气成”、“气化”来描述它的成因是不确切的.

4.4.4 主体花岗岩(蚀变)的造岩石英(样品采自100中段)

造岩石英中未找到成岩时的熔融包裹体(由于蚀变),即使气液包裹体亦十分细小,常为单相水溶液包裹体,有时有黑色气体包裹体(CO_2 或 CH_4). 仅一颗石英中有稍大一点的包裹体($< 10\mu\text{m}$,个别可至 $15\mu\text{m}$). 包裹体主要沿裂隙分布或呈自由分布. 由于包裹体太小而很难看清相态. 测定结果显示,蚀变花岗岩造岩石英中的包裹体类型与黑钨矿石英脉及脉侧云英岩中的石英基本一致(主要是两相气液包裹体和少量含 CO_2 多相包裹体),只是这里的 T_h 更低(在直方图上大致分三个峰:① $120^\circ\text{C} \pm$, ② $167 \sim 225^\circ\text{C}$, ③ $310 \sim 328^\circ\text{C}$ (含 CO_2)).

4.5 绿柱石

本次共获得 42 个水溶液包裹体的均一温度值, $T_h = 140 \sim 300^\circ\text{C}$, 盐度为 $4.3\% \sim 6.7\%$ NaCl_{eqv} . 其中绝大多数是次生的. 但在晶体未受后期应力影响和未发生重结晶的局部地方尚保存有较多的硅酸盐熔融包裹体($T_h = 680 \sim 720^\circ\text{C}$, 图 4 II-1). 此与常海亮和黄惠兰(2002)、常海亮等(2007)的研究结果基本一致. 刘家齐和常海亮(1987)曾获得同类样品绿柱石中两相气液包裹体的均一温度为 $240 \sim 340^\circ\text{C}$; 而黄惠兰等(2006)在该样品绿柱石中原生气液包裹体的均一温度可高至 $340 \sim 387^\circ\text{C}$. 在西华山,绿柱石仅限于成矿早期硅酸盐阶段和氧化物阶段. 由于绿柱石普遍具有良好的自形晶,从而可以在显微镜下清楚地看到即使在同一晶体中,因不同微区所受后期流体改造和应力作用强度不同,而使其包裹体类型、均一温度和盐度等有很大差别. 例如在一直径约 4mm 的六边形绿柱石晶体中,熔融包裹体仅出现在晶体内部

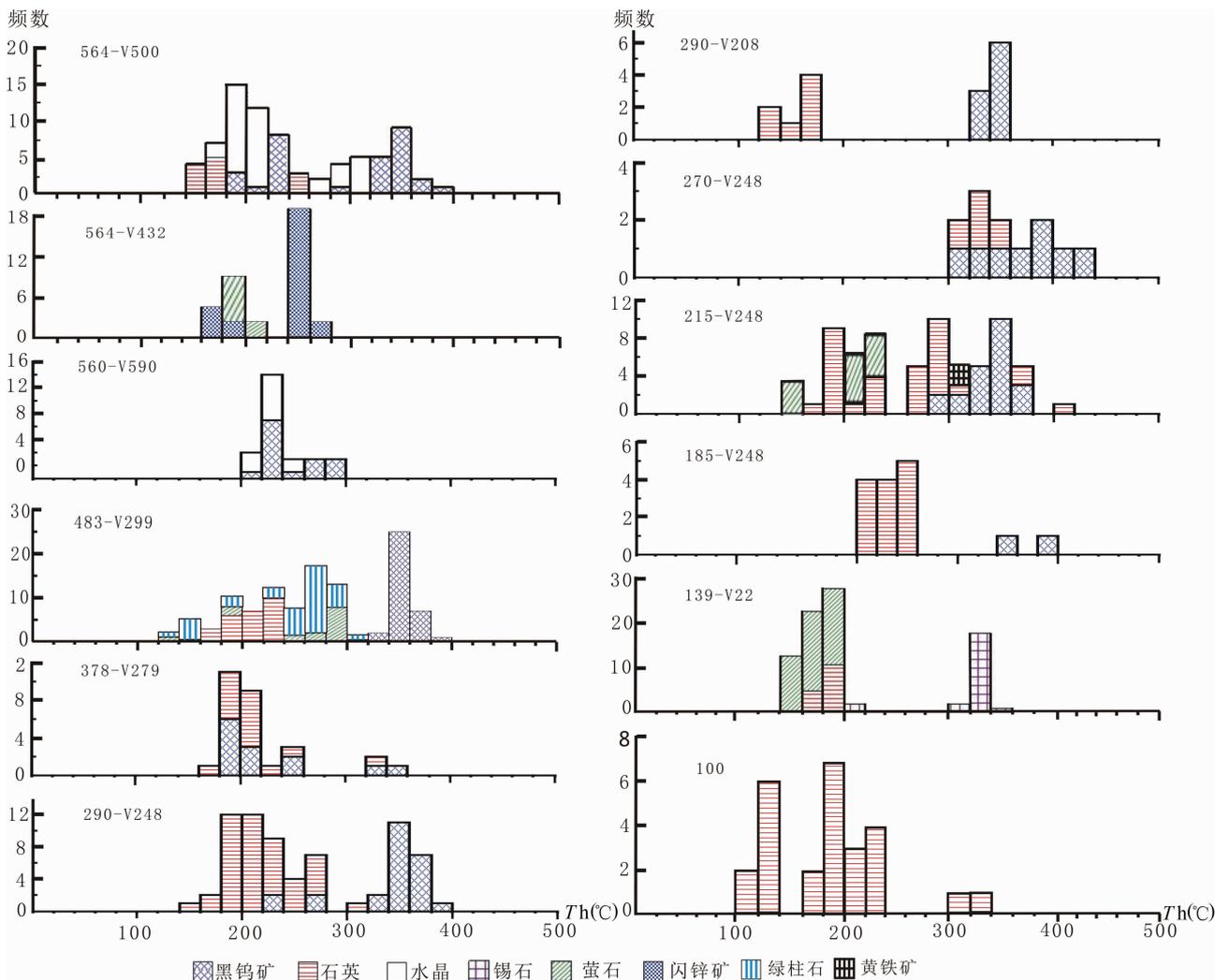


图6 西华山钨矿床不同矿物中气液包裹体均一温度直方图(熔融包裹体的均一温度未表示)

Fig.6 Histogram of homogenization temperature of gas-liquid inclusions in various minerals from the Xihuashan tungsten deposit (not including melt inclusions)

后期裂隙和流体尚未通达的局部地方(这里显得很光洁透明),而在大小裂隙附近是大量两相气液包裹体;在晶体边部某些地方是成群的单相水溶液包裹体(有时也有小气泡)。它们的均一温度值相差甚远。

4.6 闪锌矿

当出现固溶体分离时一般皆找不到流体包裹体,只有那些富锌的闪锌矿中可找到包裹体。其包裹体类型主要是两相气液包裹体。原生者为黑边很厚的小粒状、短柱状或近圆形和椭圆形,沿晶体生长带成群分布($T_h = 240 \sim 260^\circ\text{C}$);次生者为边壁很薄的长柱状或不规则状,沿切割原生包裹体分布方向的愈合裂隙分布($T_h = 160 \sim 186^\circ\text{C}$)。

4.7 萤石

矿脉内与硫化物有关的萤石包裹体 $T_h = 140 \sim 230^\circ\text{C}$

(其中绝大多数是沿微裂隙分布的次生包裹体),盐度为 $3.4\% \sim 3.7\% \text{ NaCl}_{\text{eq}}$;产于矿脉旁侧云英岩中的萤石有较多的原生气液包裹体($V/V + L = 30\% \text{ vol}$)。其 $T_e = -32 \sim -26^\circ\text{C}$, $T_h = 285 \sim 295^\circ\text{C}$ 。另有次生包裹体或晚期萤石其 $T_e = -22 \sim -20^\circ\text{C}$, $T_h = 140 \sim 187^\circ\text{C}$ 。

据镜下观察,整个成矿过程中流体在成分上大致存在如下演变关系,在岩浆-热液过渡阶段为硅酸盐(挥发份过饱和)与水质流体(含少量 CO_2 、 CH_4 等)共存;在热液阶段早期为 H_2O 与 CO_2 的不混溶流体或以 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl} \pm \text{KCl}$ 为主的热水溶液;在硫化物、碳酸盐阶段水溶液中经常含有一定数量的二价阳离子;最后是盐度很低的水溶液(有大气降水水混合)。

5 讨论

5.1 石英中包裹体的指示意义

通过详细对比研究发现,黑钨矿石英脉的块状石英中包

裹体 Th 值高低主要与其中原生/次生包裹体的多少有关,而原生/次生包裹体的多少又主要与主晶的后期改造程度有关。对于共生的石英与黑钨矿来说,二者原生/次生包裹体之间的相对数量往往呈同步变化趋势,只在石英中次生包裹体的数量远比黑钨矿多得多,甚至缺乏原生包裹体(而黑钨矿中一般有较多的原生包裹体)。石英与黑钨矿在包裹体特征上的这一变化关系以及 Th 值存在重大差异的原因主要与二者在后期应力作用和流体改造下的稳定性不同有关(黄惠兰等, 2012)。在后期改造过程中,石英中的原生包裹体几乎破坏殆尽,其成因信息往往被丢失(特别是早期结晶的石英),现在石英中所保存的包裹体基本上只代表成矿中晚期或后来改造过程中流体的特征,很难反映成矿整个过程特别是成矿早期流体的特征。亦即石英比共生黑钨矿经历了更复杂的流体演化史(Ni *et al.*, 2006)。对于这类矿床石英中流体包裹体性质(原生/次生)的认定和数据解释上应当特别慎重。否则会导致错误的认识。

5.2 黑钨矿中包裹体的指示意义

与石英不同,黑钨矿中气液包裹体主要是原生的,而次生包裹体($Th < 300^\circ\text{C}$)较少。原生气液包裹体的 Th (不含晶洞中的黑钨矿)为 $300 \sim 420^\circ\text{C}$,并在 350°C 附近出现高峰;其盐度主要为 $4.0\% \sim 11\%$ NaCleqv(平均约为 7.0% NaCleqv)。如果取其峰值温度($Th = 350^\circ\text{C}$)和流体盐度之平均值(7.0% NaCleqv),经压力校正后便可获知这种黑钨矿结晶时的温度条件。目前比较公认的西华山钨矿床的形成压力大致为 $100 \sim 220\text{MPa}$ 。作者姑且保守一点,暂假定其形成压力为 160MPa ,利用 Bodnar and Vityk(1994)所提供的浓度为 5.0% NaCleqv(与 7.0% NaCleqv 较接近)的 NaCl-H₂O 溶液 P - T 图(图 7),便可获知 $Th = 350^\circ\text{C}$ 时的相应形成温度为 540°C ;如果 $Th = 400^\circ\text{C}$,则相应形成温度应是 670°C 。如果按黄惠兰等(2006)获得的西华山钨矿床形成压力 200MPa 计算,那么 $Th = 350$ 时的相应形成温度大致为 600°C 。这清楚地表明在 $670 \sim 540^\circ\text{C}$ 条件下西华山钨矿床已有大量黑钨矿晶出。 $670 \sim 540^\circ\text{C}$ 这一温度条件正好与 Glyuk and Anfilogov(1973)、Glyuk *et al.*(1980)、Kovalenko(1977)、Webster *et al.*(1987)以及熊小林等(1999)、李福春等(2003b)等通过大量实验所获得的与钨、锡等稀有金属有关花岗岩最低固相线温度条件($475 \sim 520^\circ\text{C}$)相当或稍高,证实西华山钨矿床属岩浆-热液过程型矿床。它既有岩浆特征,又有热液成矿特征。但过去人们往往只注意到其热液特征这一面。西华山钨矿的成矿流体不是单一的热热水溶液,其形成压力比斑岩矿床高得多,但比伟晶岩低。这就是为什么大脉型钨矿床通常存在许多特殊地质现象的根本原因。例如大脉型钨矿床从不与斑岩矿床分布在一起,而多与岩体型 W、Sn、Nb、Ta 等矿床共生,并且在岩体顶部常有似伟晶岩发育或者可见到黑钨矿-石英脉与长石-石英脉、伟晶岩-细晶岩脉等呈相互过关系;在矿脉的中上部经常出现一些大小不一

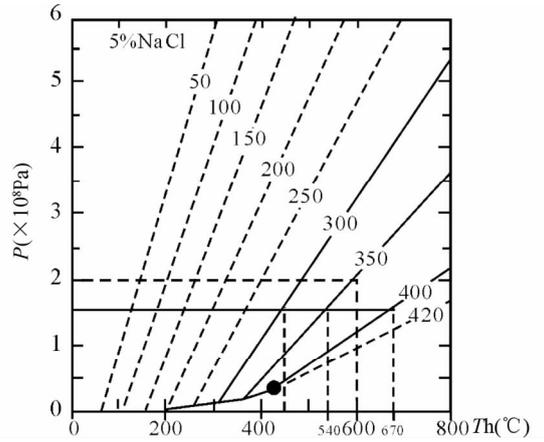


图 7 NaCl-H₂O 溶液包裹体(5% NaCleqv)均一温度与捕获温度关系图(原图据 Bodnar and Vityk, 1994)

Fig. 7 The relationship between homogenization temperatures and trapping temperature diagram for NaCl-H₂O system inclusions (5% NaCleqv) (original plot after Bodnar and Vityk, 1994)

而孤立分布的晶洞;容矿花岗岩的造岩石英和矿脉石英的氧同位素惊人地一致,且不受空间位置影响,二者的包裹体类型、 Th 值和成分等也基本相同;在瑶岗仙还可见到位于角岩中的石英脉含有从下部带上来花岗岩角砾,等等。

黑钨矿中那些 $Th < 350^\circ\text{C}$ 的原生气液包裹体主要是在岩浆期后热液阶段捕获的(经压力校正后其相应形成温度 $< 540^\circ\text{C}$)。黑钨矿中次生包裹体一般 $< 300^\circ\text{C}$ (但晶洞中的为原生包裹体)。总之黑钨矿中包裹体研究结果不仅能全面如实地反映矿床成因和形成条件,而且能合理地解释已知地质事实和得出一些带规律性的认识。

5.3 关于成矿流体来源、流体演化与矿质沉淀

脉钨矿床的成矿流体源于花岗质岩浆,这是无疑的。关于流体演化特征与矿质沉淀因素等,作者认为其中最主要的是流体不混溶与自然冷却,其它诸如流体混合与围岩蚀变等是次要的,在西华山钨矿床始终不存在流体沸腾现象。

分离结晶作用不仅是产生富 Li-F 含稀有金属矿化花岗质岩浆的主要机制,也是由花岗质岩浆最终演化为成矿流体的主要机制(朱金初, 1997; 朱金初等, 2002; 熊小林等, 1999; 李福春等, 2003a, b)。随着液相线下降和分离结晶作用的持续进行,残余熔体中的 H₂O、矿化剂和成矿元素的含量必然逐渐增高并最终进入以晶体相、熔体相和流体相共存的岩浆-热液过渡阶段。在这一阶段明显存在岩浆与 H₂O (CO₂) 的不混溶(很可能还有 CO₂ 等挥发性物质与岩浆的不混溶)。西华山黑钨矿和绿柱石中熔融包裹体和流体-熔体包裹体的出现就是岩浆与 H₂O 不混溶的证据,它标志着这两种矿物(应该还有石英)在岩浆-热液过渡阶段便已开始大量沉淀。随着体系温度进一步降低,熔体完全固结,在封闭

表 2 不同作者关于瑶岗仙钨矿的研究简表

Table 2 Compiled research results of Yaogangxian tungsten deposit by different authors

研究者	Th (°C)	P (MPa)	观点与结论
曹晓峰等(2009)	Wf = 212 ~ 386 (主要为 280 ~ 360), Q = 149 ~ 350 (主要为 160 ~ 300)		①成矿流体为 NaCl-H ₂ O 溶液;②石英比黑钨矿晚
董少华等(2011)	Wf = 230 ~ 320 (平均 280) Q = 202 ~ 273 (平均 240)	60 ~ 85 40 ~ 70	黑钨矿成矿流体为中低温、低密度水溶液 石英成矿流体为低中低温、低密度水溶液
王巧云等(2007)	Q = 180 ~ 300 (中低温)	120 ~ 160*	①成矿流体属中低温、低密度的流体;②流体是一种介于岩浆与热液之间的过渡性流体,其上偏液,下偏浆
林新多等(1986)			是一种粘度较大密度较高、成分以 SiO ₂ 为主而不均匀的岩浆~热液过渡性流体
倪纪文(1994)	Q = 180 ~ 360 (在 250 ~ 270 附近形成高峰)	36.7 ~ 72	高中温、中低压热液石英脉型

注:* 压力测定方法有误——本文注

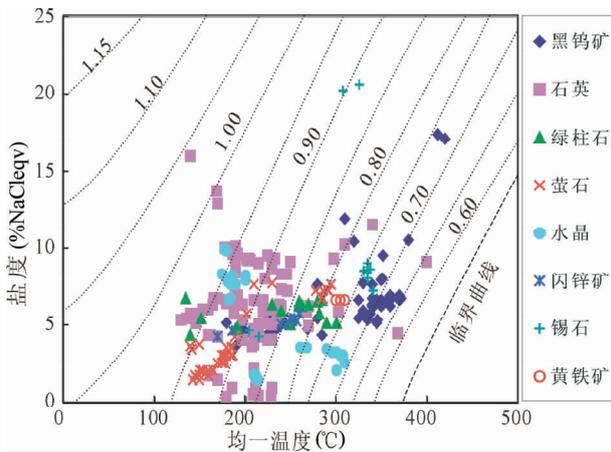


图 8 西华山钨矿床不同矿物中流体包裹体中均一温度-盐度和密度分布图

Fig. 8 Frequency distribution of the salinity and density of fluid inclusions in the different mineral from the Xihuashan tungsten deposit

条件下体系演变成单一的热热水溶液。在这一阶段曾出现 H₂O 与 CO₂ 的不混溶。即在石英中经常见到富 CO₂ 包裹体和含 L_{CO₂} 水溶液等包裹体。有人视为“沸腾”(魏文凤等, 2011)。但在 Th-S 关系图上, 各投影点不仅远离石盐饱和曲线, 而且也没有往饱和曲线方向变化的趋势。无论是按魏文凤等(2011)还是本文所推定的压力值(前者为 27 ~ 87MPa, 后者为 160 ~ 200MPa), 都远远高于相应温度-盐度下水的饱和蒸气压。表明在西华山成矿过程溶液始终未出现沸腾。在岩浆-热液过渡性流体-高温热液-中温热液的漫长复杂演化过程中, 石英曾多次被打开, 致使其原生包裹体遭到破坏或泄漏, 后在裂隙愈合时又重新捕获或封闭(有的为均匀捕获, 有的为非均匀捕获), 导致石英中出现大量次生包裹体和使含 CO₂ 包裹体的 CO₂ 密度或 CH₄ 的含量在广泛范围内变化。

在均一温度-盐度双变量图上(图 8), 各种矿物的投影点主要集中在盐度为 4.0% ~ 10.0% NaCleqv 的范围内平行温

度轴分布, 表征出自然冷却的特征。尽管有时盐度较分散(从几乎为纯水到 21.20% NaCleqv 都有), 流体混合似乎也是一个重要原因, 但以下两个因素值得注意: ①晚期的一些低温包裹体确实与大气降水混合有关, 而且包裹体数量众多, 不过这一混合作用主要是在成矿期后发生的; ②有些包裹体在成分上与简单的 NaCl-H₂O 体系有较大的差异。例如在测定中发现, 有些包裹体的 Te 明显低 ~ 21°C (含有较多的二价阳离子), 这时由冰点温度所求得的盐度值一般要比简单 NaCl-H₂O 体系的相应值高些; 还有少数包裹体由于含少量 CO₂ 或 CH₄ 等, 但在冷冻/加热过程中并未明显看到笼形物, 这时用冰点温度所求得的盐度也往往较高。

5.4 关于脉钨矿床流体包裹体研究与数据解释的某些思考

迄今为止, 已有许多先进理论技术及方法设备用于脉钨矿床的流体包裹体研究。但即使对于同一矿床(如瑶岗仙钨矿床), 不同研究者所获得的温度条件差别是很大的(参见表 2)。西华山也大致存在与瑶岗仙类似的情况。例如余行祯和李佩兰(1988)认为西华山钨矿的成矿流体“不是热水溶液, 而是一种以 SiO₂ 玻璃态流体为主体相的热流体”; 亦有根据石英中的“沸腾包裹体”获得其成矿温度为 233.6 ~ 327.8°C (魏文凤等, 2011), 不过所获压力值却比相应沸腾时的压力高得多(27 ~ 87MPa), 其成矿流体为 NaCl-H₂O ± CO₂ 溶液; 有的则认为西华山的成矿流体不曾沸腾(聂荣峰和王旭东, 2007)。显然这些重大差异并非理论方法或仪器本身的问题, 而主要与不同研究者考虑问题的角度和研究的深度不同有关, 只是某些事实认定上有待商榷, 另外在压力测定上存在使用方法不当等问题。

本文认为, 不管从哪个角度出发或持何种观点, 首先是必须尊重野外客观实际。如果我们的研究结果不能合理地解释已知地质事实, 就应该考虑究竟是自己的研究不到位还是在客观事实认定上存在问题。对于大脉型钨矿床来说, 看似简单, 实际上成矿作用经历了漫长而复杂的演化, 早期包裹体保存的信息在后期往往遭到破坏。因此在进行流体包裹体研究时, 不能仅限于矿脉石英中的包裹体, 而应包括黑

钨矿、黄铁矿、锡石、绿柱石等早期矿物。即使对于石英,还应考虑矿脉晶洞中的水晶(石英)、晶洞外部块状石英以及有关花岗岩造岩石英的对比研究;在样品空间分布上尽量考虑从脉壁至脉中心(水平方向)以及脉体上部至下部都有相应代表性样品。这样方可尽量避免“盲人摸象”的效果。另外在包裹体岩相学上,不能只限于包裹体类型、形态、大小和分布等方面,还应包括成岩成矿期次、矿物种类及其共生组合特征、矿石结构构造、各种矿物之间的关系、包裹体在主晶中的分布特征以及各种包裹体之间的关系等(卢焕章等, 2004)。总之,需要确切查明流体包裹体的捕获时间及其与所发生地质事件之间的关系。

6 结论

通过对西华山钨矿床成岩-成矿过程中的一系列地质现象及其流体包裹体特征的查定和对多种矿物中包裹体的红外观对比研究,可得出以下几点结论:

(1) 矿脉石英(不含晶洞中的水晶)中的包裹体通常遭到后期强烈改造,其原生包裹体几乎破坏殆尽。现在所见到的包裹体绝大多数是后期改造时形成的,不能很好地反映共生黑钨矿的形成条件。因此在进行流体包裹体研究时应尽量选择共生黑钨矿、锡石、绿柱石等早期矿物进行对比研究。同时还应考虑这些矿物在不同空间位置上的分布和切实加强包裹体岩相学研究。

(2) 黑钨矿和锡石中保存有相对较多的原生包裹体,且原生/次生关系较易区分。黑钨矿和锡石中包裹体的研究结果能有效地反映矿床成因和形成条件,能合理地解释已知地质事实并在一定程度上反映后期改造时流体的特征。

(3) 黑钨矿中原生气液包裹体 Th 值经压力校正后以及共生绿柱石中熔融包裹体的进一步确认和黑钨矿中熔融包裹体的发现,并结合前人的一系列研究结果,证实西华山脉钨矿床确系岩浆-热液过渡型矿床,其成矿流体是由花岗质岩浆经分离结晶作用演化出来的岩浆-热液过渡性流体,黑钨矿的成矿作用始于岩浆-热液过渡阶段(540~680°C),在封闭条件下后来演变成单一的热热水溶液并继续沉淀出黑钨矿和大量硫化物等。其总的成矿温度大致从200~700°C,其形成压力大致为160~200MPa。

致谢 野外工作得到江西西华山钨业有限公司洪应龙总工、西华山钨矿山地地质科一坑曹志伟工程师和赣南地质大队曾载林总工等的热情帮助和支持,审稿人和编辑为本文的刊出付了很多的心血,借此特表谢意。

References

Bodnar RJ and Vityk MO. 1994. Interpretation of microthermometric data for H_2O - $NaCl$ fluid inclusions. In: De Vivo B and Frezzotti ML

- (eds.). Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications. Blackberg: Verginia Polytechnic Institute, 117–130
- Campbell AR and Robinson-Cook S. 1987. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz. *Economic Geology*, 82(6): 1640–1645
- Campbell AR and Panter KS. 1990. Comparison of fluid inclusions in coexisting (cogenetic?) wolframite, cassiterite, and quartz from St. Michael's Mount and Cligga Head, Cornwall, England. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3): 673–681
- Cao XF, Lü XB, He MC, Niu H, Du BF and Mei W. 2009. An infrared microscope investigation of fluid inclusions in coexisting quartz and wolframite: A case of Yaogangxian quartz-vein wolframite deposit. *Mineral Deposit*, 28(5): 611–620 (in Chinese with English abstract)
- Chang HL and Huang HL. 2001. Discovery and its significance of melt inclusions within beryl from the wolframite-quartz veins in Xihuashan orefield, Jiangxi. *Geology and Mineral Resources of South China*, (2): 21–27 (in Chinese with English abstract)
- Chang HL and Huang HL. 2002. A preliminary investigation of melt inclusions and genesis of Xihuashan tungsten deposit. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(2): 143–150 (in Chinese with English abstract)
- Chang HL, Wang XW, Wang XD, Liu JQ and Huang HL. 2007. The composition of melt inclusions in beryl from wolframite-quartz veins in Xihuashan, Jiangxi Province. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 26(3): 259–268 (in Chinese with English abstract)
- Chen YC, Pei RF and Zhang HL. 1989. *The Geology of Non-ferrous and Rare Metal Deposits Related to Mesozoic Granitoids in Nanling Region*. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Dong SH, Bi XW, Hu RZ, Chen YW and Chen H. 2011. Characteristics of ore-forming fluid in Yaogangxian quartz-vein wolframite deposit, Hunan Province. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 51(2): 54–60 (in Chinese with English abstract)
- Gan GL. 1991. A preliminary discuss on the property of ore-forming fluid of the Huangsha vein-type tungsten deposit, Jiangxi Province. *Bulletin of Yichang Inst. Geol. Mineral Resources, CAGS*, (16): 83–94 (in Chinese)
- Glyuk DS and Anfilogov VN. 1973. Phase equilibria in the system granite- H_2O -HF at a pressure of 1000kg/cm². *Geochem. Inter.*, 10(10): 321–324
- Glyuk DS, Trufanova LG and Bazarova SB. 1980. Phase relations in the granite- H_2O -LiF system at 1000kg/cm². *Geochem. Inter.*, 17(5): 35–48
- Goldstein RH and Reynolds TJ. 1994. *Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals*. Society of Sedimentary Geology. SEPM Short Course Notes Series 31, 199
- Guo WK. 1983. Metallization of Xihuashan tungsten deposit: An example linking magmatic deuteric infiltration with hydrothermal lodes. *Mineral Deposits*, 2(2): 1–14 (in Chinese with English abstract)
- Huang HL, Chang HL, Fu JM, Wang XW and Li TY. 2006. Formation pressure of wolframite-vein deposits and emplacement depth of related granite in Xihuashan, Jiangxi Province. *Mineral Deposits*, 25(5): 562–571 (in Chinese with English abstract)
- Huang HL, Chang HL, Li F, Zhang CH, Tan J and Zhou Y. 2012. A comparative study of fluid inclusions from coexisting transparent minerals and opaque minerals in Xihuashan tungsten deposit. *Mineral Deposits*, 31(6): 1171–1183 (in Chinese with English abstract)
- Kovalenko NI. 1977. The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geokhimiya*, 15(4): 503–515 (in Russian with English abstract)
- Li FC, Zhu JC, Rao B and Wang NS. 2003a. Experimental evidence for presence of magmatic Fe- and Li-muscovite in the Li-F-rich granite. *Geochimica*, 32(1): 75–80 (in Chinese with English abstract)
- Li FC, Zhu JC, Rao B, Jin ZD and Zhang LS. 2003b. The genesis of rich Li-F granite: The experimental evidence of the high temperature and pressure. *Science in China (Series D)*, 33(9): 841–851 (in Chinese)

Li HQ, Liu JQ and Wei L. 1993. Fluid Inclusion Chronology Studies of Hydrothermal Ore Deposits and Their Geological Application. Beijing: Geological Publishing House, 28–49 (in Chinese)

Lin XD, Zhang DH and Zhang CL. 1986. A discussion on the property of ore-forming fluid of the wolframite quartz-vein in the Yaogangxian tungsten deposit, Yizhang County, Hunan Province. *Earth Science*, 11(2): 153–160 (in Chinese with English abstract)

Lin XD. 1998. Geological characteristics of magma-hydrothermal transitional ore deposits. *Geoscience*, 12(4): 485–492 (in Chinese with English abstract)

Liu JQ and Chang HL. 1987. Thermobarogeochemical study on some Yanshanian granite intrusions and related vein-type tungsten deposits in the Nanling Region. In: Yichang Institute of Geology and Mineral Resources (ed.). *Research Reports of the Geology and Mineral Resources of Nanling*. Wuhan: Wuhan College of Geology Press, 145–196 (in Chinese)

Liu JQ. 1989. The Xihuashan granite and its mineralization. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, (19): 83–104 (in Chinese with English abstract)

Liu JQ and Ceng YS. 2000. The stable isotopic composition of fluid inclusions in a mega-quartz crystal. *Geology and Mineral Resources of South China*, (2): 1–5 (in Chinese with English abstract)

Lu HZ. 1986. The Origin of Tungsten Mineral Deposits in South China. Chongqing: Chongqing Publishing House, 133–212 (in Chinese)

Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusions. Beijing: Science Press, 154–171 (in Chinese)

Mu ZG, Huang FS, Chen CY, Zheng SH, Fan SL, Liu DR and Mei YW. 1981. Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of Piaotang and Xihuashan quartz-vein-type tungsten deposits, Jiangxi Province. In: Yu HZ (ed.). *Proceeding of Symposium on Tungsten Geology*. Beijing: Geological Publishing House, 153–169 (in Chinese)

Ni JW. 1994. Research on fluid inclusion and ore-forming liquid characters of Yaogangxian tungsten deposit. *Journal of Zhejiang University (Natural Science)*, 28(1): 73–81 (in Chinese with English abstract)

Ni P, Huang JB, Wang XD, Jiang SY and Ling HF. 2006. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz from Dajishan tungsten deposit, Jiangxi Province, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): A444

Nie RF and Wang XD. 2007. Fluid inclusion research of the tungsten deposit in south Jiangxi: Taking tungsten deposit of Xihuashan in Jiangxi Province as an example. *Mineral Resources and Geology*, 21(3): 228–231 (in Chinese with English abstract)

Roedder E. 1979. Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral.*, 102: 487–510

Rui ZY, Li YQ, Wang LS and Wang YT. 2002. Preliminary discussion on ore-forming fluids and enrichment system of metallic minerals. *Mineral Deposits*, 21(1): 83–90 (in Chinese with English abstract)

Rui ZY, Li YQ, Wang LS and Wang YT. 2003. Approach to ore-forming conditions in lights of ore fluid inclusions. *Mineral Deposits*, 22(1): 13–23 (in Chinese)

Sheng JF, Li YD, Bel LL and Giuliani G. 1985. A study of fluid inclusions and metallogenesis of the Xihuashan tungsten deposit. *Bulletin of the Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences*, (14): 44–61 (in Chinese)

Song SQ, Hu RZ, Bi XW, Wei WF and Shi SH. 2011. Fluid inclusion geochemistry of the Taoxikeng tungsten deposit in southern Jiangxi Province, China. *Geochimica*, 40(3): 237–248 (in Chinese with English abstract)

Wang D, Lu HZ and Bi XW. 2011. Comparison of characteristics of ore forming fluids between quartz-vein tungsten deposits and porphyry copper deposits associated with granitic rocks. *Earth Science Frontiers*, 18(5): 121–131 (in Chinese with English abstract)

Wang QY, Hu RZ, Peng JT, Bi XW, Wu LY, Liu H and Su BX. 2007. Characteristics and significance of the fluid inclusions from Yaogangxian tungsten deposit in south of Hunan. *Acta Petrologica*

Sinica, 23(9): 2263–2273 (in Chinese with English abstract)

Webster JD, Holloway JR and Hervic RL. 1987. Phase equilibria of a Be, U and F-enriched vitrophyre from Spor Mountain, Utah. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(3): 389–402

Wei WF, Hu RZ, Bi XW, Su WC, Song SQ and Shi SH. 2011. Fluid evolution in Xihuashan tungsten deposit, southern Jiangxi Province, China. *Acta Mineralogica Sinica*, 31(2): 201–210 (in Chinese with English abstract)

Wu YL, Mei YW, Liu PC, Cai CL and Lu TY. 1987. Geology of the Xihuashan Tungsten ore Field. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)

Xia WH, Zhang JT, Feng ZW and Chen ZY. 1989. Geology of Granite-Type Rare-Earth Ore Deposits in Nanling Region. Wuhan: China University of Geosciences Press, 112–115 (in Chinese)

Xiong XL, Zhu JC, Rao B and Lai MY. 1999. Phase relations in the albite granite-H₂O-HF system and the genesis of topaz-bearing granitic rocks. *Geological Review*, 45(3): 313–322 (in Chinese)

Xu XZ and Li PL. 1988. Characters of the thermal ore fluids at Xihuashan tungsten field. *Mineral Resources and Geology*, 2(1): 81–87 (in Chinese)

Zhang DH. 1987. A further discussion on the property of ore-forming fluid of the quartz-vein type wolframite deposit. *Earth Science*, 12(2): 185–192 (in Chinese)

Zhang LG. 1985. The Application of Stable Isotop to Geology. Xi'an: Shaanxi Science & Technology Publishing House, 167–172 (in Chinese)

Zhang WH and Chen ZY. 1993. Fluid Inclusions Geology. Wuhan: China University of Geosciences Press, 68–80 (in Chinese)

Zhu JC. 1997. Water flow in silicon-aluminum lava system. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 33: 11–20 (in Chinese)

Zhu JC, Rao B, Xiong XL, Li FC and Zhang PH. 2002. Comparison and genetic interpretation of Li-F rich, rare-metal bearing granitic rocks. *Geochimica*, 31(2): 131–152 (in Chinese with English abstract)

Zhu YL. 1981. Geology of Tungsten Mineral Deposits in South Jiangxi Province. Nanchang: Jiangxi People Publishing House, 324–437 (in Chinese)

附中文参考文献

曹晓峰, 吕新彪, 何谋春, 牛宏, 杜保峰, 梅微. 2009. 共生黑钨矿与石英中流体包裹体红外显微对比研究——以瑶岗仙石英脉型钨矿床为例. *矿床地质*, 28(5): 611–620

常海亮, 黄惠兰. 2001. 西华山黑钨矿石英脉绿柱石中熔融包裹体的发现及其意义. *华南地质与矿产*, (2): 21–27

常海亮, 黄惠兰. 2002. 西华山钨矿床中熔融包裹体的初步研究与矿床成因探讨. *岩石矿物学杂志*, 21(2): 143–150

常海亮, 汪雄武, 王晓地, 刘家齐, 黄惠兰. 2007. 西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中熔融包裹体的成分. *岩石矿物学杂志*, (3): 259–268

陈毓川, 裴荣富, 张宏良. 1989. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 471–474

董少华, 毕献武, 胡瑞忠, 陈佑纬, 陈恒. 2011. 湖南瑶岗仙石英脉型黑钨矿床成矿流体特征. *矿物岩石*, 51(2): 54–60

干国梁. 1991. 江西黄沙岭钨矿床成矿流体性质的初步探讨. *中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊*, 第16号: 83–94

郭文魁. 1983. 西华山钨矿床的金属矿化作用: 一个与岩浆后期渗透相联系的热液脉矿的实例. *矿床地质*, 2(2): 1–14

黄惠兰, 常海亮, 付建明, 汪雄武, 李桃叶. 2006. 西华山脉钨矿床的形成压力及有关花岗岩的侵位深度. *矿床地质*, 25(5): 562–571

黄惠兰, 常海亮, 李芳, 张春红, 谭靖, 周云. 2012. 西华山钨矿床共

- 生透明矿物与不透明矿物中流体包裹体的对比研究. 矿床地质, 31(6): 1171-1183
- 李福春, 朱金初, 饶冰, 王年生. 2003a. 富锂氟花岗岩中存在岩浆成因铁/锂白云母的实验证据. 地球化学, 32(1): 75-80
- 李福春, 朱金初, 饶冰, 金章东, 张林松. 2003b. 富锂氟花岗岩成因: 高温高压实验证据. 中国科学(D辑), 33(9): 841-851
- 李华芹, 刘家齐, 魏林. 1993. 热液矿床流体包裹体年代学及其地质应用. 北京: 地质出版社, 28-49
- 林新多, 张德会 章传玲. 1986. 湖南宜章瑶岗仙黑钨矿石英脉成矿流体性质的探讨. 地球科学, 11(2): 153-160
- 林新多. 1998. 岩浆-热液过渡型矿床的若干特征. 现代地质, (4): 485-492
- 刘家齐, 常海亮. 1987. 南岭地区某些燕山期花岗岩脉钨矿床的温压地球化学研究. 见: 宜昌地矿所编. 南岭地质矿产科学研究报告集. 武汉: 武汉地质学院出版社, 145-196
- 刘家齐. 1989. 西华山花岗岩及其成矿作用. 中国地质科学院学报, (19): 83-104
- 刘家齐, 曾贻都. 2000. 一个巨大水晶中流体包裹体稳定同位素地球化学特征. 华南地质与矿产, (2): 1-5
- 卢焕章. 1986. 华南钨矿成因. 重庆: 重庆出版社, 133-212
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 154-171
- 穆治国, 黄福生, 陈成业, 郑淑蕙, 潘素兰, 刘大任, 梅勇文. 1981. 漂塘-西华山石英脉型钨矿床碳、氢、氧同位素研究. 见: 余鸿彰编. 钨矿床地质讨论会论文集. 北京: 地质出版社, 153-169
- 倪纪文. 1994. 瑶岗仙钨矿床包体研究及成矿溶液特征的探讨. 浙江大学学报(自然科学版), 28(1): 73-81
- 聂荣峰, 王旭东. 2007. 赣南钨矿流体包裹体研究——以江西西华山钨矿床为例. 矿产与地质, 21(3): 228-231
- 芮宗瑶, 李荫清, 王龙生, 王义天. 2002. 初论成矿流体及金属矿物富集系统. 矿床地质, 21(1): 83-90
- 芮宗瑶, 李荫清, 王龙生, 王义天. 2003. 从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件. 矿床地质, 22(1): 13-23
- 盛继福, 李亿斗, Bel LL, Giuliani G. 1985. 西华山钨矿流体包裹体及其成矿作用研究. 中国地质科学院矿床地质研究所文集, (14): 44-61
- 宋生琼, 胡瑞忠, 毕献武, 魏文凤, 石少华. 2011. 赣南淘锡坑钨矿床流体包裹体地球化学研究. 地球化学 40(3): 237-248
- 王蝶, 卢焕章, 毕献武. 2011. 与花岗质岩浆系统有关的石英脉型钨矿和斑岩型铜矿成矿流体特征比较. 地学前缘, 18(5): 121-131
- 王巧云 胡瑞忠, 彭建堂, 毕献武, 武丽艳, 刘华, 苏本勋. 2007. 湖南瑶岗仙钨矿床流体包裹体特征及其意义. 岩石学报, 23(9): 2263-2273
- 魏文凤, 胡瑞忠, 毕献武, 苏文超, 宋生琼, 石少华. 2011. 赣南西华山钨矿床成矿流体演化特征. 矿物学报, 31(2): 201-210
- 吴永乐, 梅勇文, 刘鹏程, 蔡常良, 卢同衍. 1987. 西华山钨矿地质. 北京: 地质出版社
- 夏卫华, 章锦统, 冯志文, 陈紫英. 1989. 南岭花岗岩型稀有金属矿床地质. 武汉: 中国地质大学出版社, 112-115
- 熊小林, 朱金初, 饶冰, 赖鸣远. 1999. 钠长花岗岩-H₂O-HF 体系相关及含黄玉花岗岩质岩石的成因. 地质评论, 45(3): 313-322
- 余行祯, 李佩兰. 1988. 西华山钨矿田成矿热流体性质分析. 矿产与地质, 2(1): 81-87
- 张德会. 1987. 石英脉型黑钨矿床成矿流体性质的进一步探讨. 地球科学, 12(2): 185-192
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社, 167-172
- 张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学. 武汉: 中国地质出版社, 68-80
- 朱金初. 1997. 硅铝质熔浆体系中的水质流体. 南京大学学报(自然科学版), 33: 11-20
- 朱金初, 饶冰, 熊小林, 李福春, 张佩华. 2002. 富锂氟含稀有矿化花岗质岩石的对比和成因思考. 地球化学, 31(2): 131-152
- 朱焱龄. 1981. 赣南钨矿地质. 南昌: 江西人民出版社, 324-437