

赣北石门寺钨矿床石英大脉型矿体流体包裹体特征及其研究意义

刘磊^{1,2}, 严冰³, 魏文凤³, 严寒^{3,4}, 李健³, 邓小文³

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081;
2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059;
4. 核工业西藏地质调查院, 四川 成都 610081

【摘要】 赣北石门寺钨矿是近几年来发现的超大型钨多金属矿床, 该矿床很有可能打破传统江西“南钨北铜”的资源格局。为揭示成矿流体特征及探讨流体演化过程, 研究选取石门寺钨矿床石英大脉型矿体含矿石英中的流体包裹体进行岩相学、显微测温学以及激光拉曼光谱分析等测试。岩相学观察发现, 石门寺钨矿床以富液相包裹体为主, 另发育有富气相、含 CO₂ 三相、纯液相及纯气相包裹体。显微测温结果显示, 均一温度分布在 147.1 °C~316.2 °C 之间, 主要集中在 201.5 °C~259.2 °C, 均值为 211.1 °C; 盐度 $w(\text{Na-Cl}_{\text{eq}})$ 分布在 0.88%~7.31% 之间, 集中在 1.05%~3.06%, 均值为 2.45%; 密度分布在 0.79 g/cm³~0.94 g/cm³ 之间, 集中在 0.82 g/cm³~0.92 g/cm³, 均值为 0.87 g/cm³。拉曼分析除检测到 CH₄ 外, 还不同程度的检测到 CO₂, N₂ 的存在。表明成矿流体性质为中温、低盐度、低密度的 NaCl-H₂O-CH₄±(CO₂, N₂) 体系。成矿流体在演化过程中经历了岩浆热液与大气降水的混合作用以及流体的沸腾作用, 二者相结合打破化学平衡, 是引起钨的化合物分解并沉淀的主要因素。并且盐度-热焓图解显示成矿流体演化过程是以混合作用为主导, 局部发生沸腾作用。

【关键词】 石门寺钨矿; 流体包裹体; 成矿流体; 混合作用; 沸腾作用

中图分类号: P597 文献标识码: A

文章编号: 1001-6872(2016)03-0044-09

0 引言

江西是我国钨多金属矿床最重要的产出地区,

近年来, 赣北钨矿的找矿取得了重大突破, 相继发现了一批大型或超大型钨多金属矿床, 并通过不断深入研究, 主要取得了以下成果: (1) 采用锆石 LA-ICP-MS 原位 U-Pb 定年法、辉钼矿 Re-Os 同位素定

收稿日期: 2016-04-13; 改回日期: 2016-07-12

基金项目: 国家 973 项目《华南大规模低温成矿作用》子课题(课题编号: 2014CB440902); 国家自然科学基金青年基金项目(项目编号: 41203034); 高等学校博士学科点专项科研基金联合资助课题(项目编号: 20125122120015); 四川省哲学社会科学重点研究基地-四川矿产资源研究中心资助项目(项目编号: SCKCZY2012-YB003)

作者简介: 刘磊, 男, 23 岁, 硕士生, 地球化学专业, 研究方向: 矿床地球化学。E-mail: lledut@qq.com

通讯作者: 严冰, 男, 39 岁, 讲师(博士), 地球化学专业, 研究方向: 矿床地球化学及成矿规律与成矿预测。E-mail: yanbing06@cdut.cn

年法、白钨矿 Sm-Nd 同位素定年法,结果显示花岗岩年龄为 $134.6 \text{ Ma} \pm 1.2 \text{ Ma} \sim 148.3 \text{ Ma} \pm 1.9 \text{ Ma}$ ^[1],钨成矿年龄在 $139.2 \text{ Ma} \pm 1.0 \text{ Ma} \sim 149.6 \text{ Ma} \pm 1.4 \text{ Ma}$ 之间^[2],二者形成年代近乎一致。(2)对钨矿床的同位素地球化学方面进行了研究,发现成矿流体主要为岩浆水^[3],但不排除部分来自于幔源^[3,4]和流体上升过程中萃取了部分围岩成矿物质的可能^[4],并且钨矿床的形成与岩浆的分异作用具有密切的关系^[5]。(3)通过对赣北钨矿花岗岩的岩相学和岩石地球化学研究表明,该花岗岩为高分异的 S 型花岗岩,其源区很可能为双桥山群的泥质变质岩^[6]。前人已经对赣北钨矿进行了大量的研究,然而遗憾的是,对赣北钨矿以流体包裹体为主的成矿流体的系统研究几乎还处于空白状态,只是最近两三年来,才开始有部分学者对赣北地区钨矿流体包裹体进行了研究,因而,目前对赣北地区钨矿成矿流体的性质、来源及演化等问题,各学者是众说纷纭。因此,基于这样的研究基础之上,本次研究通过选取石门寺钨矿床石英脉型矿体中的流体包裹体为研究对象,重点开展了流体包裹体的均一法、冷冻法测温,结合激光拉曼探针成分分析,从而来探讨成矿流体的性质、演化过程及引起矿物质沉淀的因素,为矿床成因研究提供一定的理论依据。

1 区域地质背景

石门寺钨矿位于武宁县城南,于赣西北地区武宁、修水、靖安三县交界处,矿区所在的九岭地区位

于下扬子成矿省江南地块中生代铜钼金银铅锌成矿带中(图 1),大地构造位置为扬子板块东南缘江南地块中段,属钦杭结合带北侧^[7]。矿床产于九岭花岗岩体内接触带的黑云母花岗岩的断裂构造中,九岭岩体呈岩基出露,中生代燕山期花岗岩规模大小不等,主要呈岩株、岩脉产出,花岗岩的围岩为中新元古代浅变质岩地层,以灰绿色杂砂岩与板岩互层为主,夹少许复成份变质杂砾岩;区内构造运动强烈,褶皱构造为九岭复背斜次级靖林街-操兵场背斜的东延部分,轴向呈北东东向,两翼岩层产状多倾向南南东,倾角一般在 50° 以上,另外北东-北东东和近东向断裂也比较发育,是控岩控矿主导构造^[8]。在九岭地区北东方向,除原有的大湖塘中型钨矿床外,另外还分布有钨锡铜钼矿床及矿点多处。近年来,由于赣北找矿工作的巨大突破,引来了大量的社会资金投入,除石门寺矿区外,还有狮尾洞、昆山、大岭上等矿区(图 2),逐步形成了一个北北东向以钨矿为主伴生铜、钼、锡、铍、铌、钽等有色、稀有和贵金属矿集区^[9]。

2 矿区地质特征

石门寺钨矿是最近几年在赣北发现的少数超大型钨多金属矿床。矿区除第四纪残坡积物外,无其他地层出露;区内岩浆侵入活动强烈,主要集中在晋宁晚期和燕山期,晋宁晚期形成的黑云母花岗闪长岩体是九岭岩基的组成部分,燕山期形成的岩浆岩有灰白色似斑状黑云母花岗岩、灰色细粒黑云母花

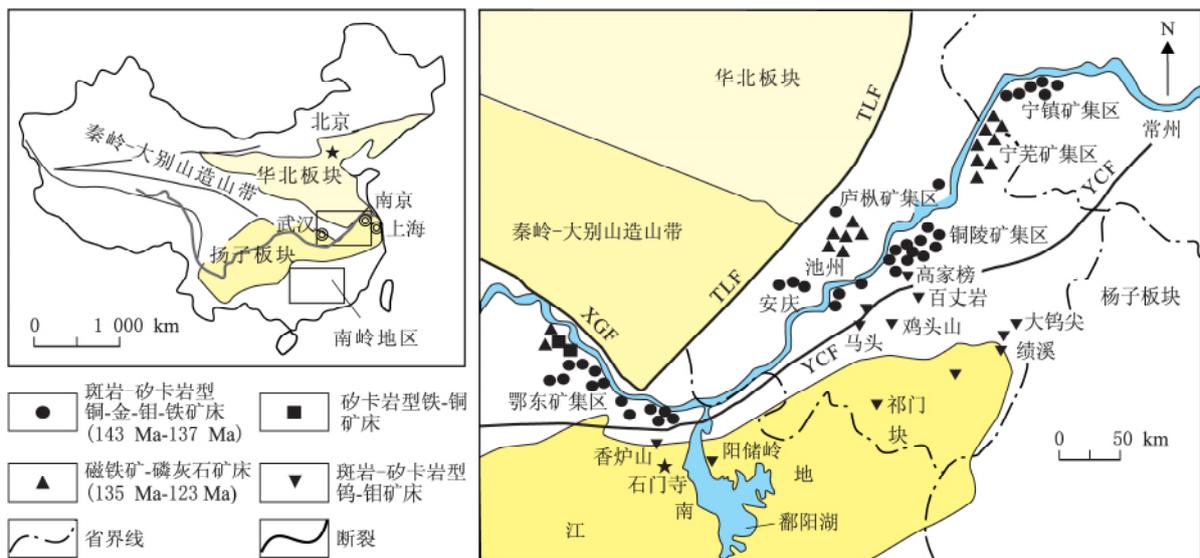


图 1 石门寺钨矿床大地构造位置图(据 Zhihao Mao 等,2013^[10],修改)
XGF. 襄樊-广济大断裂; TLF. 庐庐大断裂; YCF. 阳兴-常州大断裂

Fig. 1 Tectonic location of the Shimensi tungsten deposit (modified after Zhihao Mao, et al., 2013^[10])

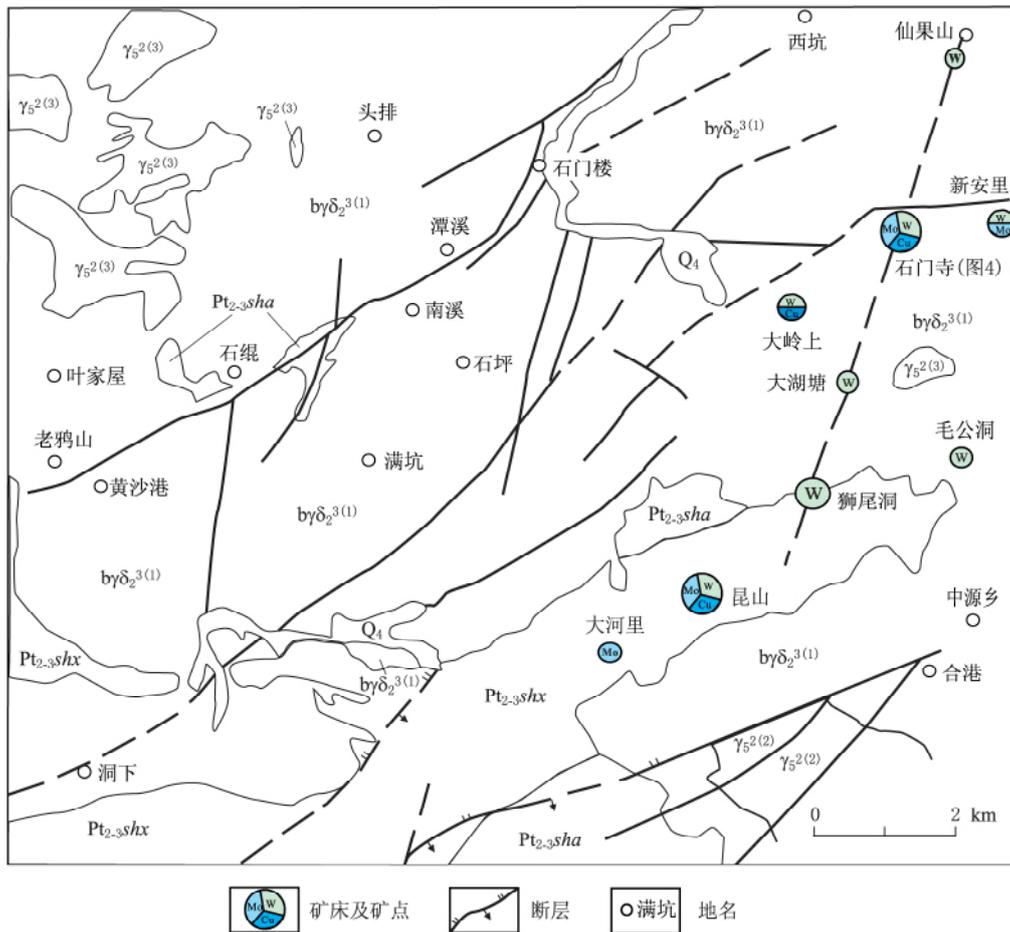


图2 赣北九岭钨多金属矿集区区域地质矿产略图(据项新葵等,2013^[7],修改)

Q₄. 第四系; Pt₂₋₃sha. 中—新元古代双桥山群安乐林组; Pt₂₋₃shx. 中—新元古代双桥山群修水组; byδ₂³⁽¹⁾. 晋宁晚期黑云母花岗岩闪长岩; γ₅²⁽²⁾. 燕山期似斑状黑云母花岗岩; γ₅²⁽³⁾. 燕山期细粒黑云母花岗岩

Fig. 2 Regional geological and mineral resources sketch map of the Jiuling tungsten-polymetallic ore concentration area, northern Jiangxi Province (modified after Xiang Xinkui, et al., 2013^[7])

花岗岩以及浅灰色花岗斑岩(图3)。石门寺矿区的构造主要有3种表现形式,分别为韧性剪切带、断裂和节理。总体构造具有多期次的特征,按走向可分为北北东向、北东东向、北东向和北西向四组,属于晋宁期构造运动和燕山期构造运动共同作用的结果^[7]。

石门寺矿区的矿体呈脉状、筒状、似层状分布于燕山期似斑状黑云母花岗岩株与晋宁晚期黑云母花岗岩闪长岩基的内、外接触带,产状总体平缓,与接触面的产状基本一致,并有随接触面产状一起变化的趋势^[11]。不同矿体在矿物组合特征、矿石结构构造特征与围岩蚀变等方面有明显的差别,总体上可划分为三种类型:一是细脉浸染型矿体,二是热液隐爆角砾岩型矿体,三是石英大脉型矿体(图4),这3类矿体围绕成矿母岩——燕山期花岗岩体,共生或交织,形成了石门寺独特的“一区三型”钨多金属矿床^[7]。石英大脉型钨矿体厚度稳定,主要以单个脉

体形式存在,脉体两壁比较平整,黑钨矿沿两壁向中心生长形成条带状构造。矿体内部主要由黑钨矿及颗粒粗大的石英组成,伴生有黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿等金属矿物。岩蚀变作用强烈,常见的围岩蚀变有钾长石化、云英岩化、绿泥石化。

3 流体包裹体岩相学及显微测温

3.1 样品及测试方法

样品采自石门寺石英大脉型钨矿体,本次实验重点选取了石门寺矿区矿洞中比较有代表性的矿脉,共选取了9块样品,磨制了9块包裹体片。采样部位石英脉中矿化发育,黑钨矿呈板状或柱状,晶体比较粗大,偶见白钨矿伴生矿物有黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿等。采样过程中遵循一般地质采样原则以及包裹体样品的采样要求,即所选取包裹体的寄主矿物石英是一种含包裹体多、物性稳定且普遍存在的

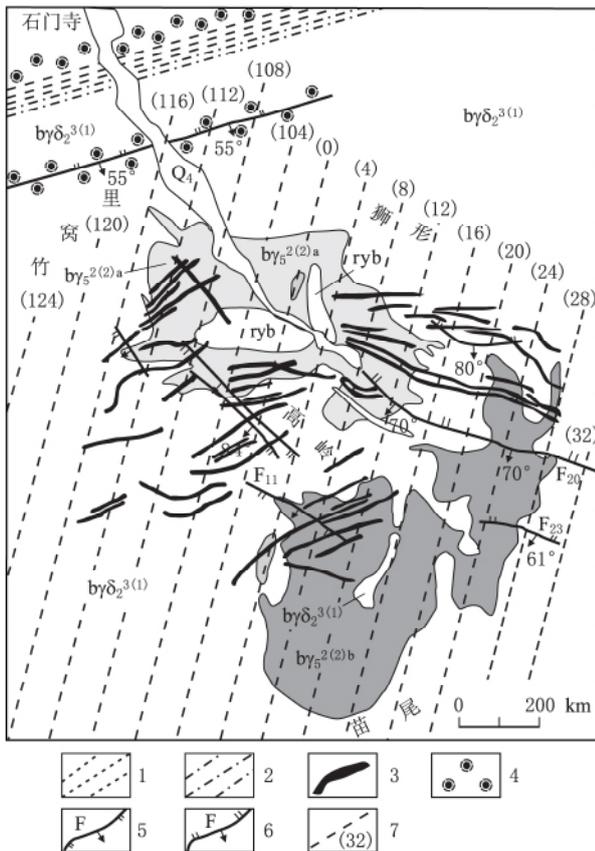


图 3 石门寺矿区地质图(据项新葵等,2013^[7],修改)
 Q₄. 第四系; by₅^{2(2)a}. 燕山期似斑状黑云母花岗岩; by₅^{2(2)b}. 燕山期细粒黑云母花岗岩; by₅²⁽¹⁾. 晋宁晚期黑云母花岗岩闪长石; ryb. 热液隐爆角砾石; 1. 千枚糜棱岩及糜棱片岩; 2. 糜棱岩; 3. 矿体; 4. 硅化; 5. 正断层及编号; 6. 逆断层及编号; 7. 勘探线及编号
 Fig. 3 The geological map of the Shimensi tungsten deposit (modified after Xiang Xinkui, et al., 2013^[7])

矿物,而且所选取的样品新鲜,未经风化破坏。包裹体岩相学、显微测温工作均是在成都理工大学地球科学学院流体包裹体实验室完成,显微测温仪器采用英国 Linkam THMSG 600 型冷热台,测温范围为 $-196\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。测试冰点温度时,由于亚稳态现象的存在,先迅速降温将包裹体冻住,然后再慢慢开始升温,起始升温速率为 $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$,然后逐渐降至 $5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$, $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$,接近相变时降为 $1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 或者 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$,测试精度为 $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。均一温度测定时,起始升温速率为 $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$,升温 $1\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 后,将升温速率升至 $20\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$,临近相变时逐渐降为 $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$, $5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$,接近相变点时再降为 $1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 或者 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$,测试精度为 $\pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

3.2 流体包裹体岩相学特征

通过详细的镜下工作,对包裹体的产出状态进行了细致的描述与记录,据卢焕章等提出的流体包裹体在室温下的分类准则以及冷冻回温过程中的相

态变化^[12],分别对石门寺钨矿石英大脉型钨矿体中石英流体包裹体类型进行了划分,可分为富液相包裹体(I型)、纯液相包裹体(II型)、富气相包裹体(III型)、纯气相包裹体(IV型)及含 CO_2 多相包裹体(V型)等5种类型。

(1) I型富液相包裹体

该类包裹体呈无色,是主要类型的包裹体,数量较多,主要为椭圆形、长条型或不规则形状,室温下由气、液两相组成,以液相为主(照片1E),气液比在 $5\%\sim 20\%$ 之间,以 $5\%\sim 15\%$ 者居多,大小不一,小的约 $5\text{ }\mu\text{m}$,大的可达 $40\text{ }\mu\text{m}$ 左右,可分为呈孤立状、星散状分布或成群分布的原生包裹体以及切穿石英颗粒的裂隙呈串珠状的次生包裹体,加热以后,全部均一到液相。

(2) II型纯液相包裹体

此类包裹体数量较少,呈无色透明,形状以不规则状为主,大小 $5\text{ }\mu\text{m}\sim 15\text{ }\mu\text{m}$,主要呈孤立状分布(照片1C)。

(3) III型富气相包裹体

此类包裹体数量极少,室温下由气、液两相组成,以气相为主,气相部分占整个包裹体体积 50% 以上(照片1A,照片1B),在冷热台上进行均一法测温时,随着温度的升高,气泡体积逐渐增大,包裹体常呈椭圆状或不规则状,大小 $8\text{ }\mu\text{m}\sim 15\text{ }\mu\text{m}$,呈孤立状产出,加热后均一到气相。

(4) IV型纯气相包裹体

此类包裹体数量稀少,深灰色,形态多为不规则状,少数可见长条状,大小为 $8\text{ }\mu\text{m}\sim 30\text{ }\mu\text{m}$,主要呈孤立状产出(照片1F)。

(5) V型含 CO_2 三相包裹体

此类包裹体数量极少,在低于 CO_2 临界温度时可见气体 CO_2 、液体 CO_2 和水溶液三相(照片1D),在冷热台上进行均一法测温时,随着温度升高, CO_2 部分均一到气相,完全均一时均一到水溶液相。包裹体主要为不规则状或椭圆状,大小为 $8\text{ }\mu\text{m}\sim 25\text{ }\mu\text{m}$,呈孤立状分布为主。

3.3 流体包裹体显微测温

主要对赣北石门寺钨矿石英大脉型矿体石英中的流体包裹体进行了显微测温学研究,由于III型及V型包裹体数量极其稀少,且个体较小,II型、IV型包裹体在冷冻或升温过程中没有相态的变化,因而本次测温主要针对I型包裹体。I型包裹体数量众多,根据包裹体的成因分类又可分为原生、假次生与次生包裹体,而对于次生包裹体所测得的温度数据意义不大,因此,本次温度的测定主要针对I型原生

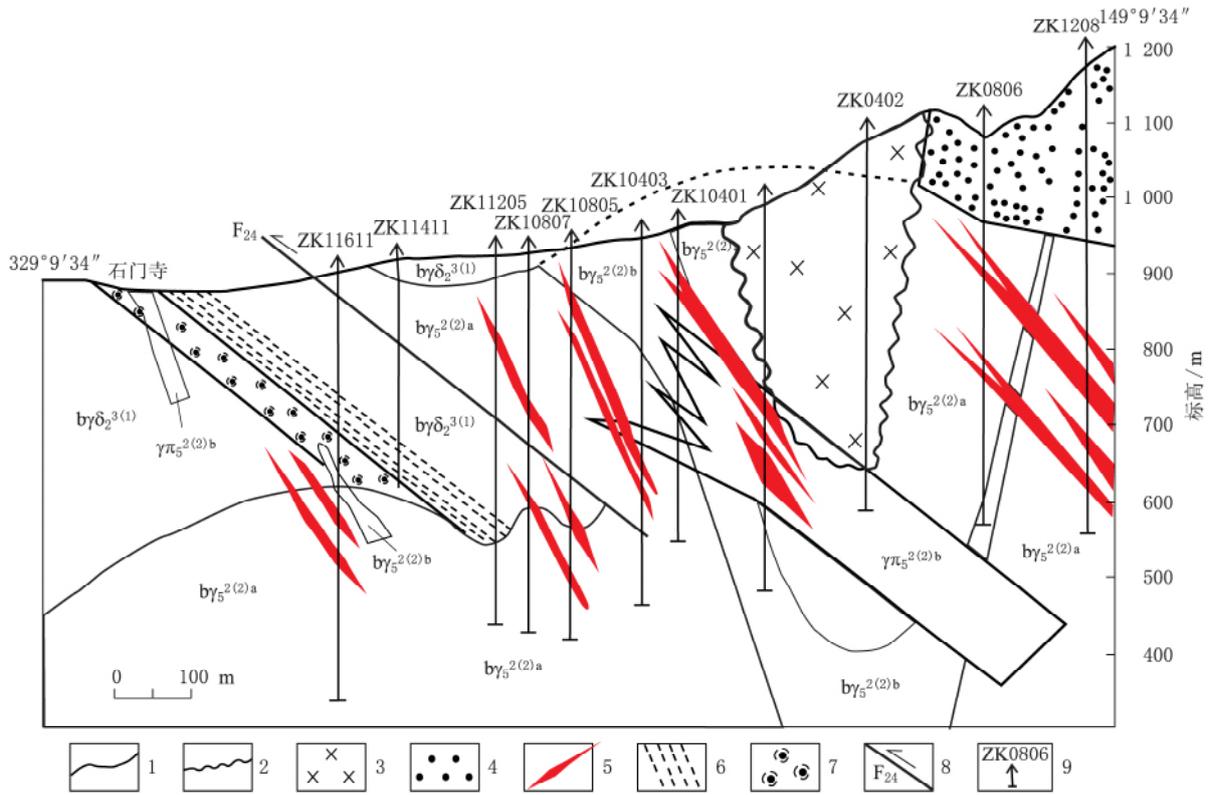
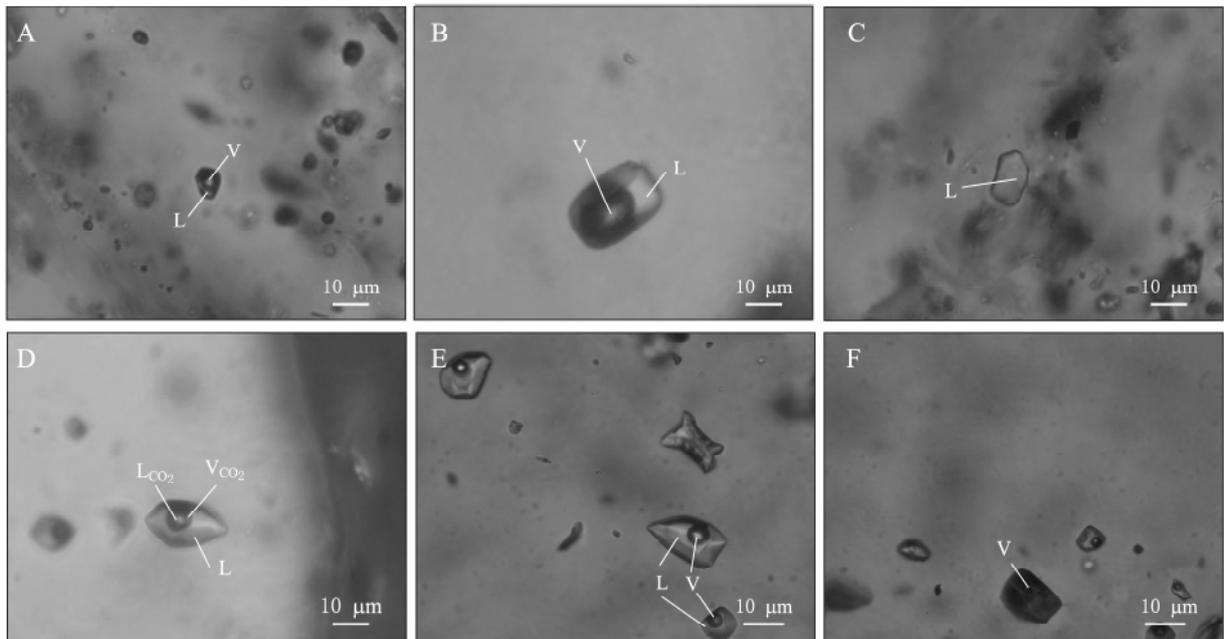


图 4 石门寺矿区 NW—SE 向勘探线剖面图(据项新葵等,2013^[7],修改)

$\gamma\pi_5^{2(2)b}$. 燕山期花岗斑岩; $by_5^{2(2)b}$. 燕山期细粒黑云母花岗岩; $by_5^{2(2)a}$. 燕山期似斑状黑云母花岗岩; $by\delta_2^{3(1)}$. 晋宁晚期黑云母花岗岩长岩; 1. 不同岩单元界线; 2. 热液隐爆角砾岩界线; 3. 热液隐爆角砾岩型矿体; 4. 细脉浸染型矿体; 5. 石英脉型矿体; 6. 糜棱岩、千枚状糜棱岩及糜棱片岩; 7. 硅化; 8. 断层及编号; 9. 钻孔及编号

Fig. 4 Geological section along the NW-SE trending explosion line in the Shimensi tungsten deposit (modified after Xiang Xinkui, *et al.*, 2013^[7])



照片 1 石门寺钨矿床石英流体包裹体显微照片

A-B. 富气相包裹体(A 为 SMS-7, B 为 SMS-22); C. 纯液相包裹体(C 为 SMS-16); D. 含 CO_2 三相包裹体(D 为 SMS-44); E. 富液相包裹体(E 为 SMS-44); F. 纯气相包裹体(F 为 SMS-40); L. 液相; V. 气相; L_{CO_2} . 液相 CO_2 ; V_{CO_2} . 气相 CO_2

Photo 1 Micrographs of fluid inclusions in quartz vein type ore bodies from the Shimensi tungsten deposit

包裹体进行。对于 I 型原生包裹体的判别准则,则是依据卢焕章提出的鉴别标志:①包裹体随机分布,粒径较大,形状规则;②在一个矿物颗粒中,若只有一个大的包裹体,往往它是原生包裹体;③包裹体规则分布,常与矿物的结晶方位、生长环带有一定关系;④单个或成群分布,但与矿物中微裂隙或愈合裂隙无关时也可能为原生包裹体^[12]。而包裹体的盐度、密度根据 Duan 等在线计算([http://www. geochem-model. org](http://www.geochem-model.org))获得,结果见表 1,图 5。

显微测温结果显示,石门寺钨矿床石英大脉型矿体石英流体包裹体的均一温度分布在 147.1 °C ~ 316.2 °C 之间,主要集中在 201.5 °C ~ 259.2 °C,均值为 211.1 °C。对应盐度分布在 0.88% ~ 7.31% 之间,集中在 1.05% ~ 3.06%,均值为 2.45%;流体密度分布在 0.79 g/cm³ ~ 0.94 g/cm³ 之间,集中在 0.82 g/cm³ ~ 0.92 g/cm³,均值为 0.87 g/cm³,属于低盐度低密度流体。

表 1 石门寺钨矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in quartz from Shimensi tungsten deposit

样品号	寄主矿物	类型	个数	$t_h/^\circ\text{C}$	盐度/%	密度/(g·cm ⁻³)
SMS-7	石英	I	21	195.3~316.2	2.07~6.88	0.80~0.92
SMS-15	石英	I	15	201.8~298.5	1.74~5.11	0.73~0.94
SMS-16	石英	I	23	210.5~293.4	1.73~7.31	0.81~0.88
SMS-22	石英	I	10	227.8~303.7	1.91~6.16	0.79~0.86
SMS-33	石英	I	42	203.4~278.9	1.74~4.81	0.79~0.88
SMS-34	石英	I	10	152.7~251.3	1.23~3.55	0.89~0.93
SMS-36	石英	I	15	151.2~237.3	1.05~5.26	0.87~0.92
SMS-40	石英	I	14	147.1~211.7	0.88~4.34	0.88~0.95
SMS-44	石英	I	51	151.0~266.8	1.05~4.34	0.80~0.94

注: t_h 为均一温度

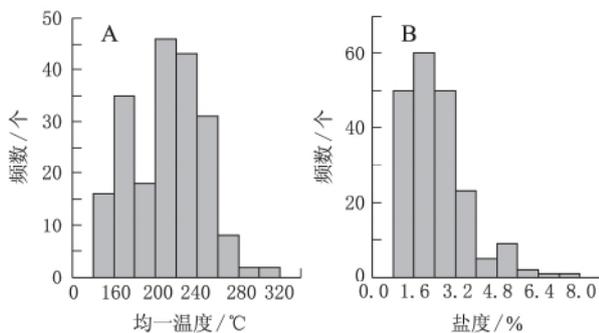


图 5 石门寺钨矿床流体包裹体均一温度(A)和盐度(B)直方图

Fig. 5 Histogram of homogenization temperature (A) and Histogram of salinity (B) of fluid inclusions from the Shimensi tungsten deposit

4 流体包裹体的激光拉曼探针分析

单个包裹体的成分分析是在中国地质调查局成

都地质调查中心激光拉曼光谱实验室完成,测试仪器为英国 Renishaw InVia Reflex 型显微共激光拉曼光谱仪,光源为半导体离子激光器,波长为 514 nm,狭缝宽 20 μm ,光栅 2400,包裹体扫描时间 30 s,温度 23 °C,100 cm^{-1} ~ 4 200 cm^{-1} 全波段一次取谱。

对石门寺钨矿床石英大脉型矿体石英中流体包裹体的拉曼探针测试结果表明,该矿体中的 I 型原生包裹体气体成分,除检测到 CH₄ 外,还不同程度的检测到 CO₂, N₂,在拉曼图谱上表现出典型的 CH₄ 谱峰、CO₂ 谱峰及 N₂ 谱峰(图 6),而其液相成分则主要为 NaCl-H₂O 溶液。

5 讨论

5.1 成矿流体性质

石门寺石英大脉型钨矿体石英中的流体包裹体显微测温结果表明,其均一温度分布范围为 147.1 °C ~ 316.2 °C,主要集中在 201.5 °C ~ 259.2 °C,均值为 211.1 °C。根据所测定的冰点温度及均一温度数据,利用 Duan 的在线计算([http://www. geochem-model. org](http://www.geochem-model.org))获得流体盐度与密度,结果显示,流体盐度分布在 0.88% ~ 7.31% 之间,集中在 1.05% ~ 3.06%,均值为 2.45%;流体密度分布在 0.79 g/cm³ ~ 0.94 g/cm³ 之间,集中在 0.82 g/cm³ ~ 0.92 g/cm³,均值为 0.87 g/cm³,属于低盐度低密度流体。激光拉曼成分分析表明,流体内蕴含的气相成分除 CH₄ 外,还不同程度的检测到了 CO₂ 以及 N₂ 的存在。结合以上成果,认为石门寺石英大脉型钨矿床成矿流体属于中温、低盐度、低密度的 NaCl-H₂O-CH₄ ± (CO₂, N₂) 体系。

5.2 成矿流体演化与成矿元素的迁移沉淀

石门寺钨矿床石英大脉型矿体流体包裹体类型丰富,富液相包裹体与富气相包裹体共存(照片 1A),二者异相均一,测温结果表明二者均一温度相差无几,并且含 CO₂ 三相包裹体与气液两相包裹体共生(照片 1D),以上现象暗示流体发生了沸腾作用^[13]。在流体包裹体均一温度-盐度相关图上(图 7),可以明显地看出,均一温度与盐度之间呈一定的正相关线性关系,随着均一温度降低,盐度也表现出降低的趋势,表明了高温高盐度的流体与低温低盐度的流体之间发生了混合作用。而这与稳定同位素的研究结果是相符合的,已有同位素研究资料表明,石门寺钨矿床成矿流体具有岩浆水和大气水混合的特征^[14]。因此,流体的混合作用以及沸腾作用是石

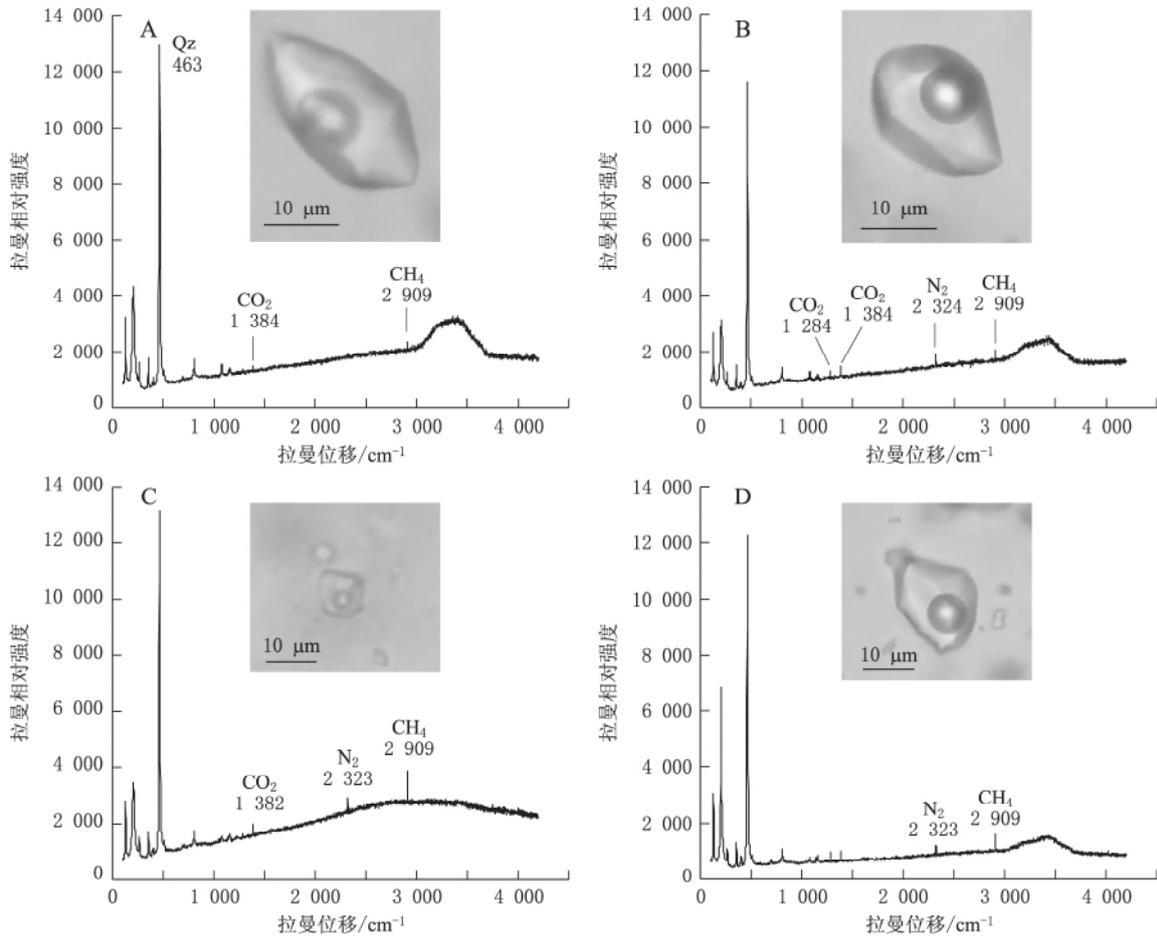


图 6 石门寺石英大脉型矿体流体包裹体气相成分分析(A,B. 样品 SMS-22; C,D. 样品 SMS-44)

Fig. 6 The gas phase composition analysis of fluid inclusions in the quartz vein type ore bodies from the Shimensi tungsten deposit

石门寺矿区石英大脉型钨矿床成矿流体的演化特征。

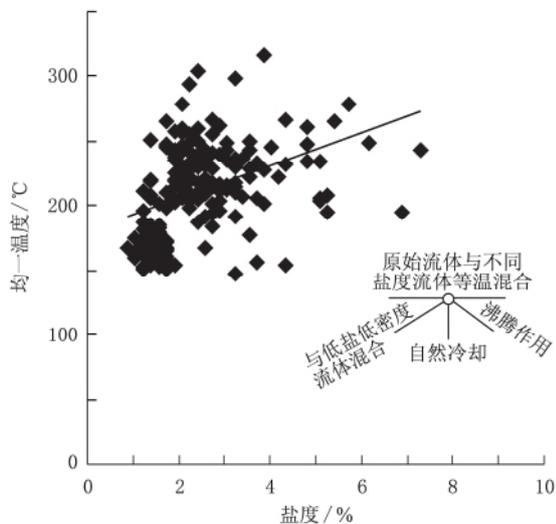


图 7 石门寺钨矿床流体包裹体均一温度-盐度图

Fig. 7 Homogenization temperature vs. salinity of fluid inclusions from the Shimensi tungsten deposit

在成矿作用过程中, 流体性质与成分、成矿条件、成矿专属性、元素和矿物共生关系都与成矿元

素迁移的形式有着直接的关系, 其也是现代矿床地球化学研究的重要领域之一。目前关于成矿元素迁移的形式, 一般认为主要有以下 3 种情况: ①以氯化物的形式迁移; ②以易溶络合物的形式迁移; ③以胶体溶液形式迁移^[43]。关于 W 元素的迁移形式, Wood 和 Samson 研究发现, 成矿流体中 W 主要以各种络合物的形式迁移, 在温度范围为 200 °C~600 °C, 压力范围为 50 MPa~100 MPa, pH 范围为 3~6, NaCl 的摩尔质量分数范围为 0.1 moles/kg~5.0 moles/kg 的情况下, W 以 WO_4 , HWO_4^- , WO_4^{2-} , $NaHWO_4$, $NaWO_4^-$ 等简单钨酸根和钨酸盐的形式迁移^[15]。

热液型矿床的形成, 往往是多种地质地球化学过程综合作用的结果, 包括成矿流体温度、压力、盐度、氧逸度、pH 值、化学成分以及流体的相分离和混合等条件的变化等^[45]。钨的成矿作用, 实际上就是由于流体中一种或几种条件的改变, 使得流体内部的化学平衡被打破, 促使钨的化合物发生分解沉淀, 最终在有利的地质条件下, 逐步富集形成矿床。

而改变这些条件的因素,一般认为有以下几种:①温度的降低;②压力的降低;③pH 值的变化;④氧化-还原反应;⑤离子交换反应;⑥不同性质溶液的混合^[16]。通过对石门寺钨矿床石英大脉型矿体含矿石英中的流体包裹体进行研究,表明成矿流体在演化过程中经历了混合作用以及沸腾作用。岩浆热液与大气降水的混合,不仅降低了流体体系的温度,在改变了流体 pH 值的同时,还促进了某些化学反应的发生,从而产生矿物的沉淀;而流体的沸腾则导致液相和气相之间发生相的分离,降低了流体的温度,同时使得流体盐度升高,也破坏了流体中的化学平衡,从而使矿物从热液中结晶并析出沉淀。因此,石门寺钨矿床石英大脉型矿体形成的原因与流体的混合作用和沸腾作用是密切相关的。

5.3 流体热焓

石门寺钨矿床成矿流体在演化过程中经历了混合作用和沸腾作用,可二者谁是主导、谁在局部引起矿物沉淀富集是比较难判别的,而目前比较有效的判别方法是使用流体包裹体的盐度-热焓相关图解,盐度-热焓图解可有效的估计成矿流体的混合与沸腾过程。在盐度-热焓图解上,混合作用显示盐度与热焓呈正相关关系;而沸腾作用则是呈负相关关系^[17]。本次研究,流体包裹体的热焓根据均一温度和盐度利用段振豪的在线程序计算得出,而结果显示,石门寺钨矿床流体包裹体盐度-热焓相关图主要呈正相关关系(图 8),据此,认为成矿流体在演化过程中是以混合作用为主导,局部发生沸腾作用。

6 结 论

基于赣北地区的研究现状,本次选取了赣北石门寺钨矿床石英脉型矿体中的流体包裹体进行了研究,并开展了岩相学、显微测温学及激光拉曼成分分析等工作,从而来探讨成矿流体的性质、演化过程及

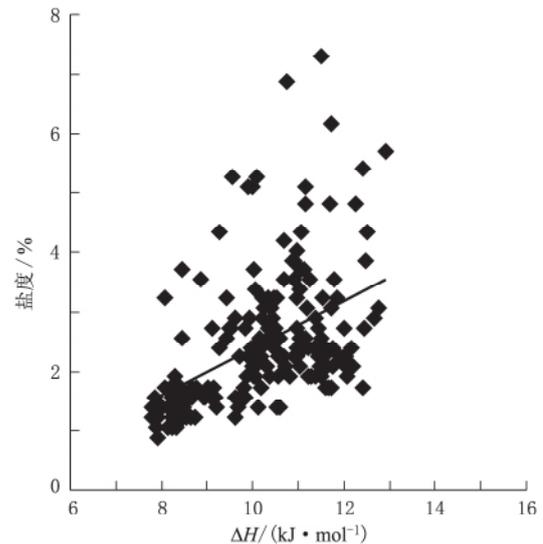


图 8 石门寺钨矿床流体包裹体盐度-热焓图

Fig. 8 Enthalpy vs. salinity of fluid inclusions from the Shimensi tungsten deposit

影响矿物质沉淀的因素,并主要获得了以下一些认识:

(1)赣北石门寺钨矿床石英大脉型矿体石英中的流体包裹体主要为富液相型,发育有少量富气相、含 CO₂ 三相、纯液相及纯气相的流体包裹体。

(2)包裹体显微测温学及激光拉曼成分分析研究显示,成矿流体性质应为中温、低盐度、低密度的 NaCl-H₂O-CH₄ ± (CO₂, N₂) 含矿体系。

(3)流体包裹体研究表明,成矿流体在演化过程中经历了岩浆热液与大气降水的混合过程以及流体的沸腾作用,二者相结合改变流体内部的温度、压力以及 pH 值等条件的同时,还促使了某些化学作用的发生,从而打破化学平衡,引起钨的化合物的分解沉淀,形成了石英大脉型矿体。

(4)盐度-热焓图解主要以正相关线性关系为主,局部呈负相关,表明成矿流体在演化过程中是以混合作用为主导,局部发生沸腾作用。

参考文献

- [1] 黄兰椿,蒋少涌. 江西大湖塘钨矿床似斑状白云母花岗岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及成因研究[J]. 岩石学报, 2012, 28(12): 3 887-3 900.
- [2] 丰成友,张德全,项新葵,等. 赣西北大湖塘钨矿床辉钨矿 Re-Os 同位素定年及其意义[J]. 岩石学报, 2012, 28(12): 3 858-3 868.
- [3] 项新葵,王 朋,孙德明,等. 赣北石门寺钨多金属矿床同位素地球化学研究[J]. 地球学报, 2013, 34(3): 263-271.
- [4] 阮 昆,潘家永,曹豪杰,等. 大湖塘石门寺钨矿床碳、氧、硫同位素研究[J]. 矿物岩石, 2015, 35(1): 57-62.
- [5] 蒋少涌,彭宁俊,黄兰椿,等. 赣北大湖塘矿集区超大型钨矿地质特征及成因探讨[J]. 岩石学报, 2015, 31(3): 639-655.
- [6] 黄兰椿,蒋少涌. 江西大湖塘富钨花岗岩斑岩年代学、地球化学特征及成因研究[J]. 岩石学报, 2013, 29(12): 4 323-4 335.
- [7] 项新葵,王 朋,詹国年,等. 赣北石门寺超大型钨多金属矿床地质特征[J]. 矿床地质, 2013, 32(6): 1 171-1 187.
- [8] 项新葵,刘显沐,詹国年. 江西省大湖塘石门寺矿区超大型钨矿的发现及找矿意义[J]. 资源调查与环境, 2012, 33(3): 141-151.

- [9] 项新葵,陈茂松,詹国年,等. 赣北石门寺矿区钨多金属矿床成矿地质条件[J]. 地质找矿论丛,2012,27(2):143-155.
- [10] Zhihao Mao, Yanbo Cheng, Jiajun Liu, *et al.* Geology and molybdenite Re-Os age of the Dahutang granite-related veinlets-disseminated tungsten ore filed in the Jiangxi Province, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2013, 53:422-433.
- [11] 王 朋. 赣北石门寺钨多金属矿床地质特征、成矿流体及成矿年代学研究[D]. 天津:中钢集团天津地质研究所,2013.
- [12] 卢焕章,范宏瑞,倪 培. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社,2004:1,132-137,167.
- [13] 魏文凤,胡瑞忠,毕献武,等. 赣南西华山钨矿床成矿流体演化特征[J]. 矿物学报,2011,31(2):201-210.
- [14] 王 辉,丰成友,李大新,等. 赣北大湖塘钨矿成岩成矿物质来源的矿物学 and 同位素示踪研究[J]. 岩石学报,2015,31(3):725-39.
- [15] Wood S A, Samson I M. The hydrothermal geochemistry of tungsten in granitoid environments: I. Relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of T, P, pH and m_{NaCl} [J]. *Economic Geology*, 2000, 95(1):143-182.
- [16] 翟裕生,姚书振,蔡克勤. 矿床学(第三版)[M]. 北京:地质出版社,2011,45-49.
- [17] Wilkinson J J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits [J]. *Lithos*, 2001, 55(1):229-272.

CHARACTERISTICS AND SIGNIFICANCE OF THE FLUID INCLUSIONS IN QUARTZ VEINS TYPE ORE BODIES FROM SHIMENSI TUNGSTEN DEPOSIT, NORTHERN JIANGXI

LIU Lei^{1,2}, YAN Bing³, WEI Wen-Feng^{3,4}, YAN Han^{3,4}
LI Jian³, DENG Xiao-Wen³

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China;

4. Xizang Institute of Geological Survey for Nuclear Industry, Chengdu 610081, China

Abstract: The Shimensi tungsten polymetallic deposit, a recently discovered superlarge deposit in northern Jiangxi, Province. It may break the traditional pattern of "tungsten in the south and copper in the north" of Jiangxi province. To reveal the characters and evolutions of the ore-forming fluids, the fluid inclusions in quartz vein ore bodies were investigated by using microthermometry and the Raman microprobe. On the basis of microscopic investigation, the fluid inclusions are mainly composed of liquid-rich aqueous inclusion and a few liquid-pure, gas-pure, gas-rich and three phase containing CO₂ inclusions. Microthermometry results show that the homogenization temperature is between 147.1 °C and 316.2 °C, concentrating on 201.5 °C to 259.2 °C, average value of 211.1 °C. The salinity is between the range of from 0.88% to 7.31% NaCl_{eq}, an concentrating on 1.05%~3.06% NaCl_{eq}, an average value of 2.45% NaCl_{eq}. The density is within the limits of from 0.79 g/cm³ to 0.94 g/cm³, concentrating on 0.82 g/cm³~0.92 g/cm³, an average value of 0.87 g/cm³. The raman microprobe analysis results that CH₄, CO₂ and N₂ are detected. The results plot indicate that the ore-forming fluids have the main composition of the medium temperature, low salinity and low density NaCl-H₂O-CH₄ ± (CO₂, N₂) system. During the evolution of the ore-forming fluid, the mixing of magmatic hydrothermal fluid and meteoric water, and the boiling effect of fluid. The combination of the mixing and boiling are the main factor that causes the Precipitation of tungsten compound and break the chemical equilibrium. enthalpy-salinity plot indicate that mixing appears as the most dominating process, local boiling occurred during the evolution of the hydrothermal system.

Key words: Shimensi tungsten deposit; fluid inclusions; ore-forming; boiling; mixing

ISSN 1001-6872(2016)03-0044-09; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Liu Lei, male, 23 years old, a Ms of geochemistry. Now he is engaged in the research of deposit geochemistry.