

江西盘古山石英脉型钨矿床流体包裹体研究

王旭东,倪培,张伯声,王天刚

(南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室,地质流体研究所,地球科学与工程学院,江苏南京 210093)

摘要:采用流体包裹体组合(FIA)的方法,在详细的岩相学观察的基础上,对盘古山钨矿床主要矿化阶段中早阶段的辉铋矿-黑钨矿-石英脉和晚阶段的(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉石英中的流体包裹体进行了显微测温和拉曼探针的分析。该矿床主要矿化阶段含矿石英脉中包裹体主要包括H₂O-NaCl型包裹体、H₂O-NaCl-CO₂型包裹体和少量的CO₂型包裹体,富含CO₂组分是盘古山钨矿成矿流体的明显特征。实验结果表明,矿床中主要矿化阶段石英脉中两相的H₂O-NaCl型包裹体与H₂O-NaCl-CO₂型包裹体主要均一温度范围较为一致而前者盐度相对较高。辉铋矿-黑钨矿-石英脉中的H₂O-NaCl型包裹体的均一温度明显高于(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中的H₂O-NaCl型包裹体,但两者的盐度相差不大,从辉铋矿-黑钨矿-石英脉到(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉,H₂O-NaCl-CO₂型包裹体数量减少,CO₂型包裹体数量增多。对各类包裹体的激光拉曼探针测试表明,辉铋矿-黑钨矿-石英脉中和(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中的包裹体的组分相近,除水和CO₂外,还含有少量的CH₄和N₂。盘古山钨矿的流体包裹体特征表明,以CO₂逸失为特征的流体不混溶作用是矿床金属沉淀的主要机制。

关键词:CO₂包裹体,流体不混溶,石英脉型钨矿,盘古山,赣南

中图分类号:P618.67;P59

文献标识码:A

文章编号:1000-6524(2010)05-0539-12

Fluid inclusion studies of the Pangushan quartz-vein type tungsten deposit in southern Jiangxi Province

WANG Xu-dong, NI Pei, ZHANG Bo-sheng and WANG Tian-gang

(State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, Institute of Geo-Fluids, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract: The Pangushan tungsten deposit is an important large-size quartz-vein type W-polymetallic deposit in southern Jiangxi Province. Based on detailed petrographic observations and using the means of Fluid Inclusion Assemblage (FIA), the authors carried out microthermometric and Raman microspectroscopic studies of fluid inclusions in early bismuthinite-wolframite-quartz veins and late (bismuthinite)-wolframite-quartz veins of the main ore-forming stage of the Pangushan tungsten deposit. The fluid inclusions are mainly of H₂O-NaCl type and H₂O-NaCl-CO₂ type together with minor pure CO₂ type. The existence of abundant CO₂-rich inclusions is a typical feature of the Pangushan Tungsten deposit. Experimental results show that the main homogenization temperature range of the two-phase H₂O-NaCl type fluid inclusions is comparable to that of the H₂O-NaCl-CO₂ type inclusions, while the salinity of the two-phase H₂O-NaCl type is higher than that of the H₂O-NaCl-CO₂ type. In addition, the H₂O-NaCl type fluid inclusions show evident decrease in homogenization temperature from the early veins to the late veins at constant salinity. Moreover, less H₂O-NaCl-CO₂ type inclusions occur in the (bismuthinite)-wolframite-quartz veins while relatively abundant CO₂ type inclusions are existent. Raman microspectroscopic studies of various types of inclusions show that, besides water and CO₂, the fluid

收稿日期:2010-04-05;修订日期:2010-05-29

基金项目:国家自然科学基金创新群体基金资助项目(40221301);内生金属成矿作用研究国家重点实验室项目

作者简介:王旭东(1975-),男,博士研究生,矿床学专业,E-mail:Dg0729010@smail.nju.edu.cn;通讯作者:倪培,教授,博士生导师,E-mail:peini@nju.edu.cn.

inclusions also contain small amounts of CH_4 and N_2 . The characteristics of fluid inclusions in the Pangushan Tungsten deposit indicate that the fluid immiscibility caused by CO_2 escaping possibly led to tungsten precipitation.

Key words: CO_2 -rich fluid inclusion; fluid immiscibility; quartz-vein type tungsten deposit; Pangushan; southern Jiangxi

赣南地区是我国最重要的钨矿生产基地和资源基地,也是世界著名的钨矿资源集中区之一。盘古山钨矿是本区内一著名的大型石英脉型钨多金属矿床,矿床位于江西省于都县盘古山镇,于 1918 年发现,1922 年开采,至今已有 80 余年的开采历史。

前人曾相继对盘古山钨矿开展过一些研究工作(曾广胜,1980;蔡建明等,1984;任英忱等,1986;任英忱,1998;叶际祯等,2000;谭运金等,2002a, 2002b),但总体研究程度相对薄弱,尤其是对该矿床流体包裹体的研究较少,因限于当时的研究方法及测试仪器的种类和精度,难以对流体包裹体进行精确的测试和研究。因此在当前的技术条件下,利用新的研究方法对该矿床的流体包裹体进行深入、系统的研究显得尤为必要。

原生的流体包裹体是晶体形成过程中,捕获在晶体晶格缺陷中的流体样品,它可以反映晶体赖以生长的母溶液的 P - T - X 性质(Roedder,1984),因此,通过矿物中包裹体的研究可以了解成矿流体的性质、演化及矿床形成的机制。流体包裹体组合(FIA)理论是近年来流体包裹体研究的重要进展之一,是指岩相学上能分得最细的有关联的一组包裹体,或者是通过岩相学方法能够分辨出来的、代表最细分的包裹体捕获事件的一组包裹体(Goldstein and Reynolds,1994),每个 FIA 都是建立在岩相学的关系上的,代表了一个在时间上分得最细的包裹体封存事件(Goldstein,2003)。FIA 的方法是一种可用来判断包裹体研究的 3 个基本假设是否成立的一种实用的方法,可以使测试的数据更具有效性,数据的结果更具代表性(池国祥等,2008)。

本文采用 FIA 的方法,在详细的岩相学观察的基础上,对盘古山钨矿主要成矿阶段含矿石英脉中流体包裹体进行显微测温 and 拉曼探针分析,并根据其结果探讨盘古山钨矿成矿流体特征及矿床的成因机制。

1 区域及矿床地质概况

赣南地区处于欧亚大陆板块与滨西太平洋板块消减带的内侧华夏板块中,位于武夷山和南岭两大成矿带的交汇复合部位(朱焱龄等,1981;徐克勤等,

1987)。区内广泛分布具有高于地壳克拉克值几倍至几十倍钨含量的震旦纪-寒武纪基底岩系及泥盆纪地层(刘英俊等,1982,1984;徐克勤等,1984a;韩久竹等,1984)。

本区构造岩浆活动强烈,从加里东期至燕山期的岩浆岩均有分布。岩性以花岗岩类为主,兼有少量的基性岩和中基性岩类。其中燕山期花岗岩类与本区钨成矿关系密切,该花岗岩类主要是以高硅、富碱、富挥发分、铝过饱和为特征的陆壳改造型花岗岩(徐克勤等,1984b)。

区内钨矿资源丰富,迄今发现钨矿已达数百处,区内钨矿床主要汇集于崇-犹-余聚集带、于山聚集带和九连山聚集带。钨矿床类型包括石英脉型、矽卡岩型、云英岩型、斑岩型、层控浸染型、破碎带型等,其中石英脉型是区内最重要的矿床类型(康永孚等,1991;曾载淋等,2007)。盘古山钨矿为于山聚集带中一大型石英脉型钨多金属矿床,北东有黄沙、隘上、上坪等钨矿床分布,西与黄婆地、葛藤坳等钨矿床相邻(图 1)。

盘古山钨矿区地层包括震旦-寒武系、泥盆系和石炭系。震旦系主要由一套浅变质的复理石岩层构成,为深灰色和灰绿色的云母石英砂岩、千枚岩和板岩,它们构成 NNW 向紧密线状的基底褶皱。泥盆系是一套以陆相沉积为主的岩层,岩性主要为石英砂岩和粉砂岩,局部地段出现绢云母板岩、千枚岩。石炭系岩层的岩性主要为灰白色和黄褐色石英砂岩、砂砾岩、砂质板岩,其中夹有炭质板岩和劣质煤。泥盆-石炭系构成一系列 NW 向的盖层褶皱,与震旦-寒武系基底褶皱呈不整合接触。

盘古山矿区地表出露的岩浆岩为脉状的石英闪长玢岩和闪长玢岩。经钻孔揭露,在 -110 m 标高有一隐伏的细粒黑云母花岗岩体,该岩体以富含 W、Bi、Mo、Be、Cu 和 Nb 等成矿元素和硅过饱和为特征。野外可见石英闪长玢岩脉和闪长玢岩脉切割矿脉,石英闪长玢岩脉中含有细粒花岗岩的捕虏体,表明它们的形成晚于花岗岩和含矿石英脉。

矿区内断裂构造发育,含矿石英脉主要受断裂构造控制,按矿脉的产状和矿化特点,矿区的含矿断裂可以分为两个系统:走向 NW-NWW 和走向近 EW

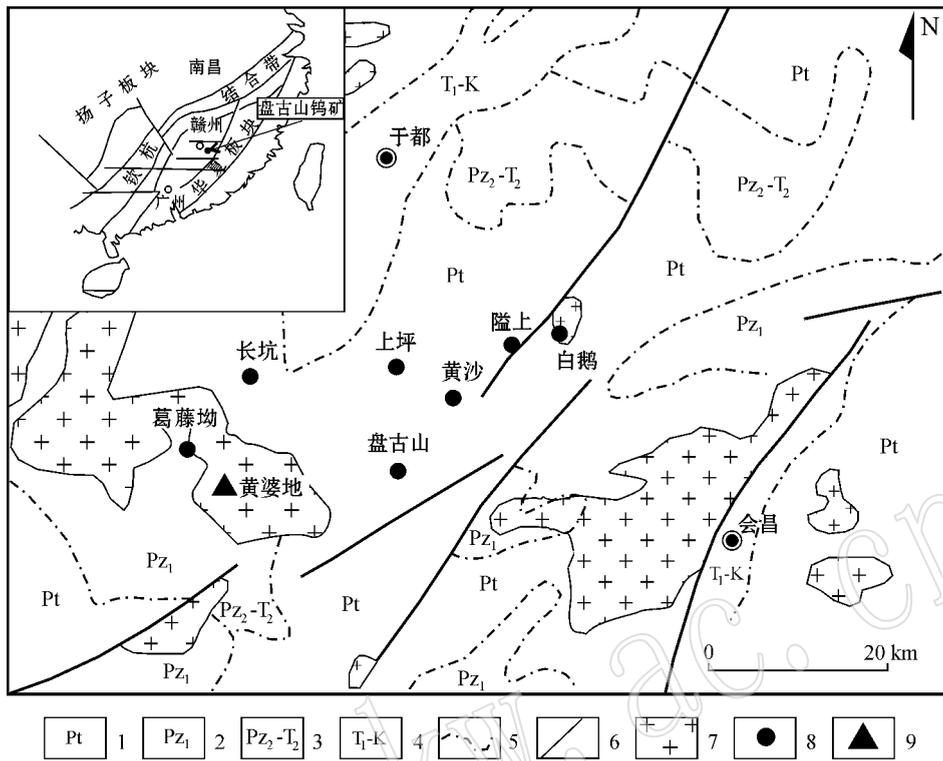


图 1 于山钨矿床聚集带地质简图(据盛继福, 2004)

Fig. 1 Geological sketch map of the Yushan tungsten ore concentration belt(modified after Sheng Jifu, 2004)

- 1—元古宇；2—下古生界；3—上古生界—中三叠统；4—上三叠统—白垩系；5—地质界线；6—断裂；7—燕山期花岗岩；8—石英脉型钨矿；9—砂卡岩型钨矿
- 1—Proterozoic；2—Lower Paleozoic；3—Upper Paleozoic-Middle Triassic；4—Upper Triassic-Cretaceous；5—geological boundary；6—fault；7—Yanshanian granite；8—quartz vein type tungsten deposit；9—skarn type tungsten deposit

的含矿断裂系统。裂隙系统在水平方向上呈左行侧幕状排列,并具有由中心向两端逐渐散开、散开幅度西翼大于东翼、南密北疏、翼密中疏的特点;在垂直方向上,由下往上,从南至北,控矿裂隙系统从南到北呈侧幕雁行状向深部侧列,呈南深北浅、南陡北缓、上宽下窄的形态展布。

盘古山钨矿床属于典型的石英脉型黑钨矿床,矿床由一系列走向 NW-NWW、倾向 S 的含矿石英脉和走向近 EW、倾向 S 或 N 的含矿石英脉组成。矿脉产于黑云母花岗岩的外接触带之上泥盆统中,向上进入下石炭统地层萎缩尖灭,推测向下延伸入花岗岩体内部。走向 NW-NWW、倾向 S 的含矿石英脉构成矿床的主体,可以分为北组、中组和南组,南组陡,规模最大,北组缓,规模最小,并有总体上向深部逐渐收敛的特征。走向近 EW 的含矿石英脉集中在矿区的南部,与走向 NW-NWW 的南组矿脉重叠,矿脉的产状与控矿裂隙系统的产状基本一致(图 2、图 3)。矿脉与围岩的边界清晰,矿脉两侧围岩蚀

变包括硅化、云英岩化、白云母化、绢英岩化、绢云母化、黑云母化、绿泥石化和碳酸盐化等。其中云英岩化和白云母化与钨矿化关系密切,硅化、绢英岩化和黑云母化次之。

盘古山钨矿床的成矿作用具有多阶段的特征。根据矿物组合及矿脉之间的穿插关系,从早到晚可划分为硅酸盐阶段、绿柱石-黑钨矿-石英脉阶段、辉铋矿-黑钨矿-石英脉阶段、(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉阶段和萤石-方解石-石英脉阶段,其中,早中阶段的辉铋矿-黑钨矿-石英脉阶段和晚阶段的(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉阶段为矿床主要的矿化阶段,至萤石-方解石-石英脉阶段钨矿化基本结束,以出现大量的萤石和碳酸盐矿物为特征。矿床中常见的金属矿物主要有黑钨矿、辉铋矿、辉碲铋矿、辉钼矿、绿柱石、磁黄铁矿、黄铁矿、白钨矿及少量的方铅矿、黄铜矿、闪锌矿;非金属矿物有石英、钾长石、白云母、黑云母、绢云母、黄玉、电气石、绿泥石和碳酸盐类矿物。矿石构造常见的有块状构造、晶洞构造、梳状构

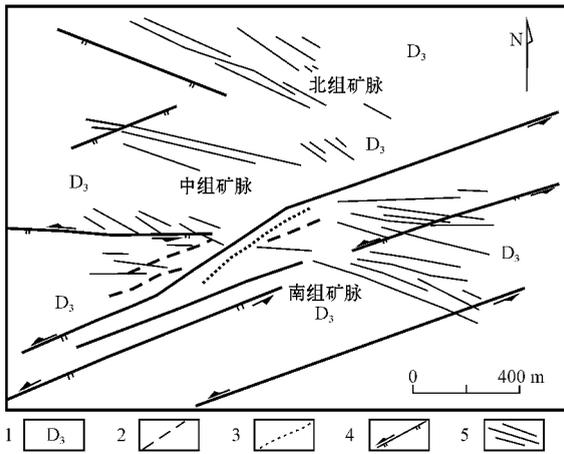


图2 盘古山钨矿地质平面略图(据曾广胜,1980)

Fig. 2 Geological plane of the Pangushan tungsten deposit (modified after Zeng Guangsheng, 1980)

1—泥盆系; 2—闪长玢岩脉; 3—石英闪长玢岩脉;
4—断层; 5—矿脉

1—Devonian; 2—dioritic porphyrite dike; 3—quartz dioritic porphyrite dyke; 4—fault; 5—mineralized quartz vein

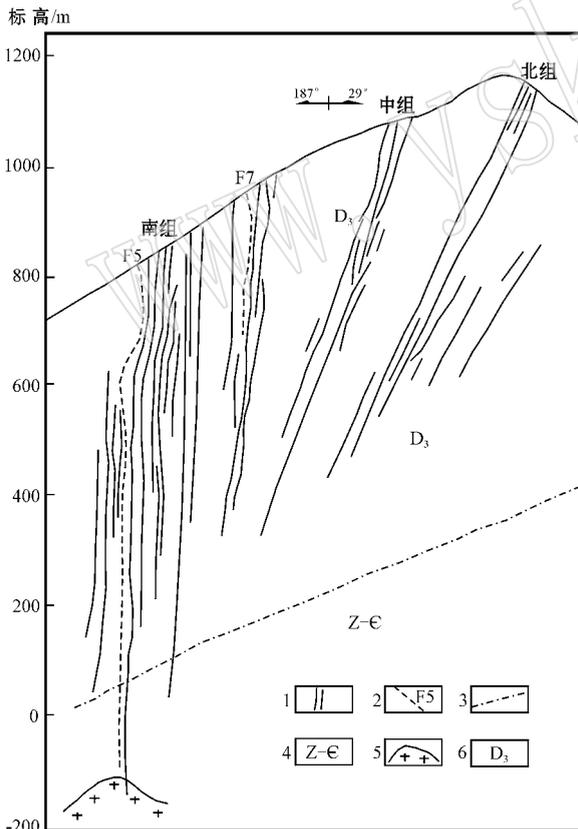


图3 盘古山钨矿地质剖面略图(据朱焱龄等,1981)

Fig. 3 Geological section of the Pangushan tungsten deposit (modified after Zhu Yanling *et al.*, 1981)

1—矿脉; 2—断层及编号; 3—地质界线; 4—震旦系—寒武系;
5—花岗岩; 6—泥盆系

1—mineralized quartz vein; 2—fault and its serial number;
3—geological boundary; 4—Sinian-Cambrian; 5—granite;
6—Devonian

造等, 矿石结构主要有各种不同的自形晶结构和少量的交代、压碎结构等。

2 流体包裹体研究

本次研究的矿石样品采自盘古山钨矿主要矿化阶段早中阶段的辉铋矿-黑钨矿-石英脉和晚阶段的(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉。先将这些样品磨制成厚度约为0.3 mm 双面抛光的薄片, 以流体包裹体组合(FIA) (Goldstein and Reynolds, 1994; Goldstein, 2003; Bodnar, 2003a, 2003b; 池国祥等, 2003, 2008) 的研究方法对样品石英中流体包裹体进行详细的岩相学观察及显微测温, 然后选择有代表性的包裹体进行激光拉曼探针分析。

流体包裹体显微测温分析在南京大学内生金属成矿机制研究国家重点实验室包裹体室进行, 仪器为英国产的 Linkam-THMS600 冷热台(温度范围: $-195 \sim +600 \text{ } ^\circ\text{C}$), 分析精度为: $\pm 0.2 \text{ } ^\circ\text{C}$, $< 30 \text{ } ^\circ\text{C}$; $\pm 1 \text{ } ^\circ\text{C}$, $< 300 \text{ } ^\circ\text{C}$; $\pm 2 \text{ } ^\circ\text{C}$, $< 600 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。

2.1 流体包裹体岩相学特征

盘古山钨矿主要矿化阶段的含矿石英脉石英中流体包裹体非常丰富, 根据 Roedder (1984) 和卢焕章等 (2004) 提出的流体包裹体在室温下相态分类准则及冷冻回温过程中的相态变化, 可将流体包裹体划分为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型包裹体(I型)、 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 型包裹体(II型)和 CO_2 型(III型)包裹体3类。

2.1.1 I型

I型为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型包裹体, 包括富液相两相 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型包裹体(Ia)和纯液相 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型包裹体(Ib)。

Ia: 富液相两相 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型包裹体, 主要由水溶液和稀薄的水蒸气组成。本类包裹体是含矿石英脉石英中数量最多的流体包裹体, 占包裹体总数的80%以上, 包裹体个体变化较大, 一般为 $5 \sim 20 \text{ } \mu\text{m}$, 最小的长径在 $0.5 \text{ } \mu\text{m}$ 以下, 最大的长径可达 $60 \text{ } \mu\text{m}$ 。形状一般为不规则形、椭圆形、长条形或石英负晶形等, 气相体积分数通常在 $5\% \sim 10\%$, 个别可达到30%左右, 随机或成小群分布(图4a)。

Ib: 纯液相 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型包裹体, 此类包裹体出现量较少, 在室温下呈纯液相产出, 个体通常较小, 大小一般为 $5 \sim 8 \text{ } \mu\text{m}$, 形态为不规则形、长条状、椭圆形等, 呈串珠状分布或与 Ia 型包裹体相伴生, 为次生成因的包裹体(图4b)或颈缩作用的产物(图4c)。

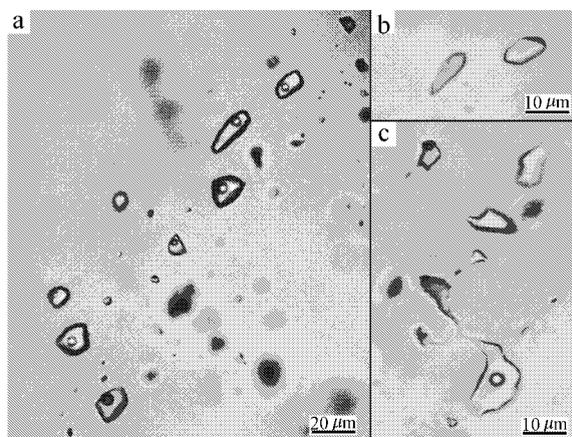


图4 盘古山钨矿 I 型包裹体

Fig. 4 Type I fluid inclusions in the Pangushan tungsten deposit

2.1.2 II 型

II 型为 $H_2O-NaCl-CO_2$ 型包裹体。该类包裹体也较为发育,占包裹体总数的比例超过 10%,其中又以辉铋矿-黑钨矿-石英脉中明显多于(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中为特征。根据室温下的相态可进一步划分为含液相 CO_2 的三相 $H_2O-NaCl-CO_2$ 型包裹体(II a)和不含液相 CO_2 的两相 $H_2O-NaCl-CO_2$ 型包裹体(II b)。

II a:三相 $H_2O-NaCl-CO_2$ 型包裹体,由水溶液、液相 CO_2 和气相 CO_2 构成。 CO_2 相体积变化较大,从 20%~90%不等。形态一般为石英负晶形、椭圆形、长条状和不规则形等,大小一般为 10~30 μm ,最大者可达 80 μm 。呈孤立状或与 Ia、II b 型包裹体相伴生产出,一般为原生包裹体(图 5a、图 5b)。

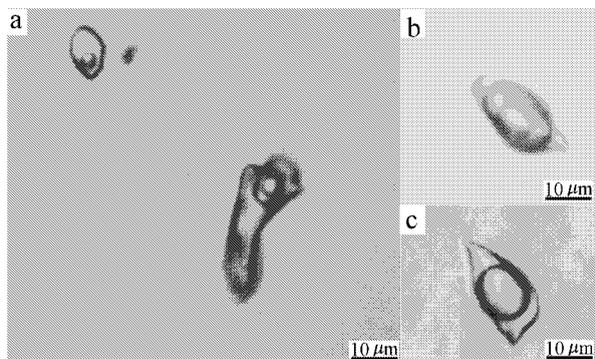


图5 盘古山钨矿 II 型包裹体

Fig. 5 Type II fluid inclusions in the Pangushan tungsten deposit

II b:两相 $H_2O-NaCl-CO_2$ 型包裹体,由气相 CO_2 和水溶液组成,室温条件下,与 Ia 型包裹体相比,II b 型包裹体一般气相体积分数更大,在冷冻过程中则有液相 CO_2 的出现。气相 CO_2 占包裹体总体积的 10%~75%不等,形态呈不规则形、圆形、椭圆形等,大小一般为 10~20 μm ,呈孤立状或与 Ia、II a 型包裹体相伴生产出,一般为原生包裹体(图 5c)。

2.1.3 III 型

III 型为 CO_2 型包裹体。该类包裹体丰度较低,数量上辉铋矿-黑钨矿-石英脉中少于(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉。在室温条件下,III 型包裹体和 I 型较难区分,但在冷冻回温过程中,两者的相态变化过程明显不同。根据室温下的相态可进一步划分为两相的 CO_2 型包裹体(III a)和单相的 CO_2 型包裹体(III b)。

III a:两相的 CO_2 型包裹体,由液相 CO_2 和气相 CO_2 组成,气相 CO_2 占包裹体总体积的 5%~10%,气泡经常快速移动,在升温过程中,在 CO_2 的临界点(31 $^{\circ}C$)之下均一到液相。大小一般为 5~10 μm ,形态为不规则形、长条形、椭圆形等,一般为原生包裹体(图 6a)。

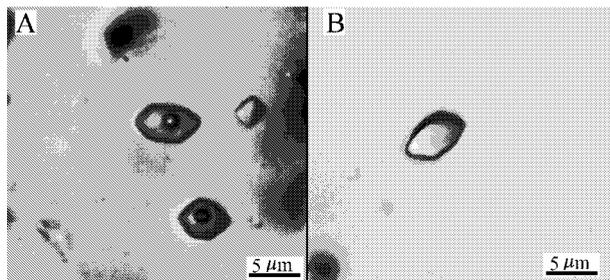


图6 盘古山钨矿 III 型包裹体

Fig. 6 Type III fluid inclusions in the Pangushan tungsten deposit

III b:单相的 CO_2 型包裹体,大小一般为 5~10 μm ,形态为不规则形、长条形、椭圆形,室温(20 $^{\circ}C$)条件下,呈单液相,在降温过程中,出现气相 CO_2 (图 6b)。

III a 型和 III b 型包裹体一般在空间上紧密共生。

2.2 流体包裹体显微测温

对辉铋矿-黑钨矿-石英脉和(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉石英中原生的 Ia 型包裹体、II 型包裹体中气相比例超过 70% 的包裹体以及 III 型包裹体进行显微测温,测温结果见表 1, Ia 型包裹体的盐度利用冰点温度计算求得。在对 Ia 型包裹体测温的冷冻-升

表 1 盘古山钨矿流体包裹体测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in the Pangushan tungsten deposit

样品	寄主矿物	包裹体类型	<i>n</i>	$t_{m,CO_2}/^{\circ}C$	$t_{fm}/^{\circ}C$	$t_m/^{\circ}C$	$t_{m,clath}/^{\circ}C$	$t_{h,CO_2}/^{\circ}C$	$t_h/^{\circ}C$	盐度 $\omega(NaCl)/\%$	均一方式
辉铋矿-黑钨矿-石英阶段	石英	I a	80	-23~-21	-2.0~-4.7				221~339	3.4~7.5	液相
		II	9	-56.7~-57.7			8.7~9.1	23.5~30.3	299~353	1.8~2.6	气相
		III	6	-56.9~-58.5				10.3~26.2			液相
(辉铋矿)-黑钨矿-石英阶段	石英	I a	76	-23~-21	-1.8~-4.6				150~237	3.1~7.2	液相
		II	5	-56.8~-57.5			9.5~9.8	20.3~30.3	213~299	0.4~1.0	气相
		III	14	-57.2~-58.7				-6.1~28.5			液相

n 为测试的流体包裹体组合(FIA)+流体包裹体数; t_{m,CO_2} 为固相 CO₂的熔化温度, t_{fm} 为初熔温度, t_m 为冰点温度, $t_{m,clath}$ 为 CO₂笼形物融化温度, t_{h,CO_2} 为 CO₂的部分均一温度, t_h 为完全均一温度。

温过程中观测到少量包裹体的初熔现象,初熔温度值在 -21~-23℃ 之间,略低于纯 H₂O-NaCl 体系的共结温度(-20.8℃),表明流体中除 Na⁺ 外还含有微量的其他阳离子成分(Shepherd *et al.*, 1985),但总体上属 H₂O-NaCl 体系。对该类包裹体盐度的计算采用公式 $\omega(NaCl) = 0.00 + 1.78 t_m - 4.42 \times 10^{-2} t_m^2 + 5.57 \times 10^{-4} t_m^3$ (Hall *et al.*, 1988),其中 t_m 为冰点下降温度。

II 型包裹体的盐度利用 CO₂ 笼形物的熔化温度求得,计算据公式 $\omega(NaCl) = 15.52022 - 1.02342 t - 0.05286 t^2$ (Roedder, 1984),其中 t 为笼形物融化温度。利用测试得到的和计算得到的温度盐度数据做图见图 7~图 12。

显微测温结果表明,辉铋矿-黑钨矿-石英脉中的 Ia 型包裹体的均一方式为均一到液相,均一温度范围为 221~339℃,主要集中在 250~330℃ 之间;II 型包裹体的均一方式为均一到气相,完全均一温

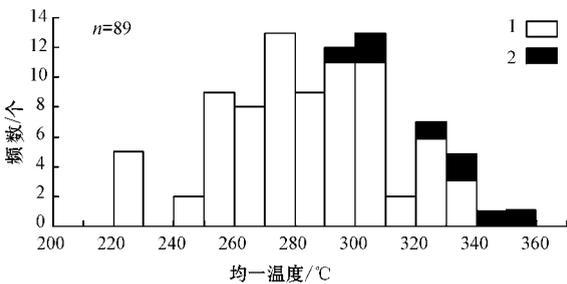


图 7 盘古山钨矿辉铋矿-黑钨矿-石英脉中流体包裹体均一温度直方图

Fig. 7 Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in bismuthinite-wolframite-quartz veins
1—I a 型包裹体;2—II 型包裹体
1—type I a fluid inclusion;2—type II fluid inclusion

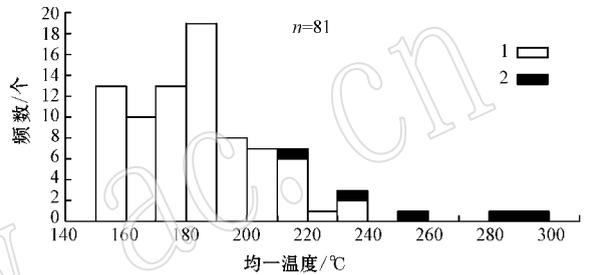


图 8 盘古山钨矿(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中流体包裹体均一温度直方图

Fig. 8 Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in (bismuthinite)-wolframite-quartz veins
1—I a 型包裹体;2—II 型包裹体
1—type I a fluid inclusion;2—type II fluid inclusion

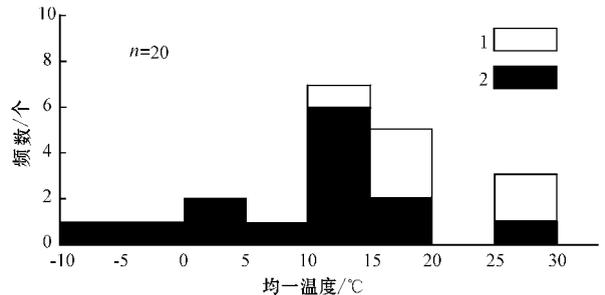


图 9 盘古山钨矿 III 型包裹体均一温度直方图

Fig. 9 Histogram showing homogenization temperature of type III fluid inclusions in the Pangushan tungsten deposit
1—辉铋矿-黑钨矿-石英阶段;2—(辉铋矿)-黑钨矿-石英阶段
1—bismuthinite-wolframite-quartz stage;2—(Bismuthinite)-wolframite-quartz stage

度范围为 299~353℃(图 7)。(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中的 Ia 型包裹体的均一方式为均一到液相,均一温度范围为 150~237℃,主要集中在 150~220℃ 之间;II 型包裹体没有辉铋矿-黑钨矿-石英脉发育,其均一方式为均一到气相,完全均一温度范围为 213

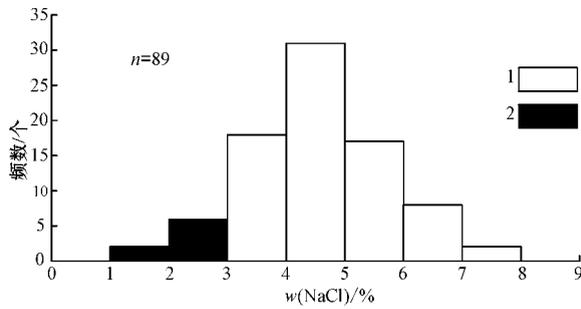


图 10 盘古山钨矿辉铋矿-黑钨矿-石英脉中流体包裹体盐度直方图

Fig. 10 Histogram showing salinity of fluid inclusions in bismuthinite-wolframite-quartz veins
1— I a 型包裹体 ; 2— II 型包裹体
1—type I a fluid inclusion ; 2—type II fluid inclusion

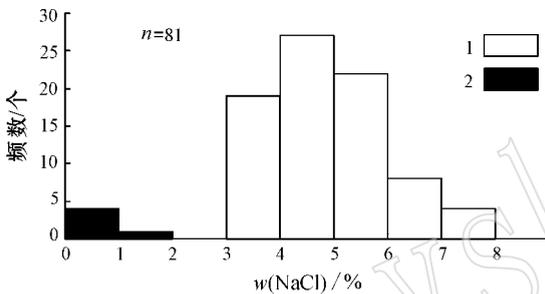


图 11 盘古山钨矿(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中流体包裹体盐度直方图

Fig. 11 Histogram showing salinity of fluid inclusions in (bismuthinite)-wolframite-quartz veins
1— I a 型包裹体 ; 2— II 型包裹体
1—type I a fluid inclusion ; 2—type II fluid inclusion

~299℃(图 8)。辉铋矿-黑钨矿-石英脉中的 III 型包裹体明显少于(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉,二者均一温度分别为 10.3~26.2℃和 -6.1~28.5℃(图 9)。

计算得到的盐度结果显示,辉铋矿-黑钨矿-石英脉中 I a 型包裹体主要盐度 $w(\text{NaCl})/\%$,下同]分布范围集中在 3%~6%, II 型包裹体盐度分布范围为 1%~3%(图 10)(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中 I a 型包裹体主要盐度分布范围集中在 3%~6%, II 型包裹体盐度为 0~1%(图 11)。

根据矿床主要成矿阶段的 I a 型包裹体和 II 型包裹体的完全均一温度和盐度做图,结果(图 12)显示,从矿化早阶段的辉铋矿-黑钨矿-石英脉到矿化晚阶段的(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉,流体的温度明显降低,而盐度的变化不大。同一矿化阶段中含矿石英脉中的 II 型包裹体的完全均一温度均高于 I a 型包裹体,而盐度低于 I a 型包裹体。

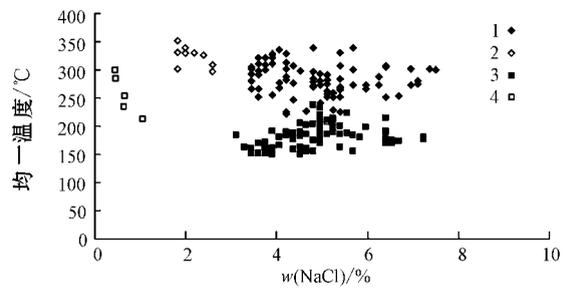


图 12 盘古山钨矿流体包裹体均一温度-盐度相关图
Fig. 12 Plot of homogenization temperatures versus salinities of fluid inclusions in the Pangushan tungsten deposit
1—辉铋矿-黑钨矿-石英脉中 I a 包裹体 2—辉铋矿-黑钨矿-石英脉中 II 型包裹体 3—(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中 I a 包裹体 4—(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中 II 型包裹体
1—type I a fluid inclusion in bismuthinite-wolframite-quartz vein ; 2—type II fluid inclusion in bismuthinite-wolframite-quartz vein ; 3—type I a fluid inclusion in (bismuthinite)-wolframite-quartz vein ; 4—type II fluid inclusion in (bismuthinite)-wolframite-quartz vein

对 II 型和 III 型包裹体的测温结果表明,其固相 CO₂ 融化温度介于 -56.7~58.5℃ 之间,略低于纯 CO₂ 的三相点 (-56.6℃) 表明除 CO₂ 外,还混有少量的其他挥发组分 (Shepherd *et al.*, 1985),激光拉曼探针测试证实了少量 CH₄ 和 N₂ 的存在。测试的 II 型包裹体的 CO₂ 的部分均一温度为 20.3~30.3℃。另外,在测试过程中,有部分气相体积分数较大的 II 型包裹体在达到完全均一前发生爆裂,导致本次工作中尽管 II 型包裹体数量较多,但能准确测试的数据仍然偏少。

2.3 流体包裹体的激光拉曼探针测定

选择盘古山钨矿辉铋矿-黑钨矿-石英脉和(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉石英中具有代表性的、不同类型的流体包裹体进行了拉曼探针分析。测试工作在南京大学成矿作用国家重点实验室包裹体室完成,仪器是英国产 Renishaw RM2000 型激光 Raman 探针。实验条件:温度 23℃,Ar 离子激光器 (514 nm),风冷,狭缝宽 50 μm,光栅 1800,扫描时间 60 s,扫描次数为 1 次。

拉曼探针测试结果显示(图 13),两个矿化阶段含矿石英脉中各类流体包裹体的成分没有明显区别,在 I a 型包裹体中主要检测到宽泛的液相 H₂O 的包络峰。对 II 型和 III 型包裹体的激光拉曼探针测试结果显示,这两类流体包裹体的气相成分除 CO₂ 外,均含有少量的 CH₄ 和 N₂,表现在拉曼谱图上出现典型的 CO₂ 谱峰、典型的 N₂ 谱峰以及 CH₄ 谱峰,这与显微测温结果相符。

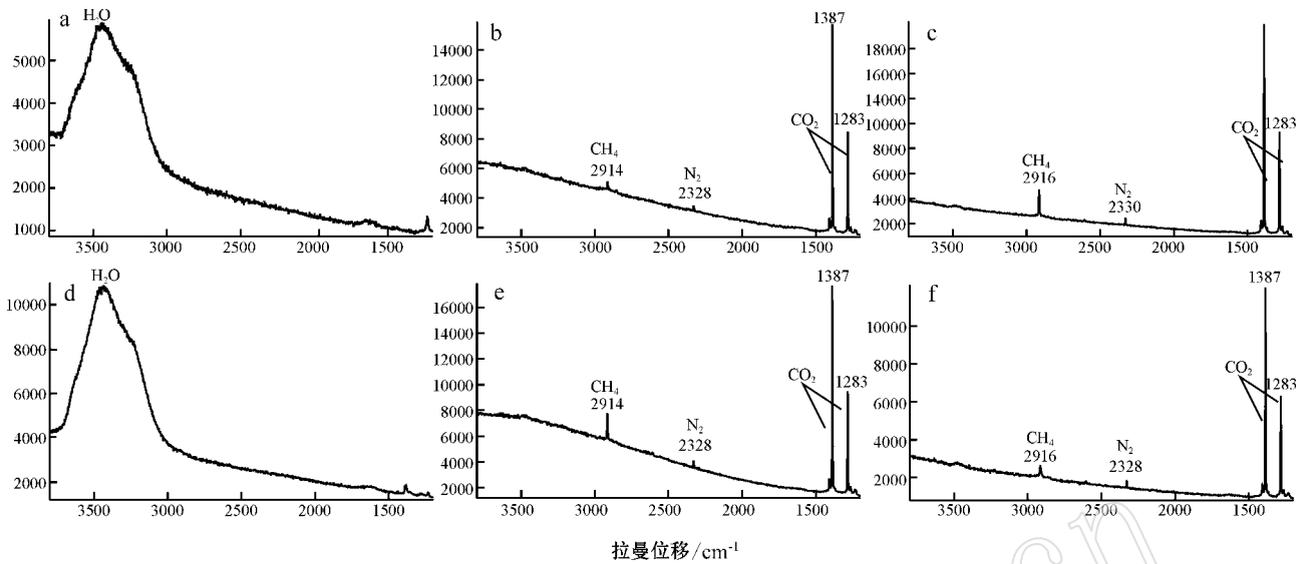


图 13 盘古山钨矿主要成矿阶段含矿石英脉流体包裹体拉曼图谱

Fig. 13 Raman spectra of fluid inclusions in the main ore-forming stage of the Pangushan tungsten deposit

a—辉铋矿-黑钨矿-石英脉中 I a 型包裹体 ; b—辉铋矿-黑钨矿-石英脉中 II 型包裹体 ; c—辉铋矿-黑钨矿-石英脉中 III 型包裹体 ; d—(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中 I a 型包裹体 ; e—(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中 II 型包裹体 ; f—(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中 III 型包裹体
 a—type I a fluid inclusion in bismuthinite-wolframite-quartz vein ; b—type II fluid inclusion in bismuthinite-wolframite-quartz vein ; c—type III fluid inclusion in bismuthinite-wolframite-quartz vein ; d—type I a fluid inclusion in (bismuthinite)-wolframite-quartz vein ; e—type II fluid inclusion in (bismuthinite)-wolframite-quartz vein ; f—type III fluid inclusion in (bismuthinite)-wolframite-quartz vein

3 讨论

3.1 成矿流体的密度与压力

根据流体包裹体的显微测温数据,利用 Flincor 流体包裹体计算软件(Brown, 1989)对盘古山钨矿成矿流体的密度和压力进行了计算,结果表明,辉铋矿-黑钨矿-石英脉 I a 型包裹体流体密度介于 $1.01 \sim 1.03 \text{ g/cm}^3$, 平均为 1.02 g/cm^3 ; II 型流体包裹体 CO_2 的摩尔分数为 $0.22 \sim 0.46$, 密度为 $0.68 \sim 0.83 \text{ g/cm}^3$, 平均 0.76 g/cm^3 (辉铋矿)-黑钨矿-石英脉 I a 型包裹体密度为 $1.01 \sim 1.03 \text{ g/cm}^3$, 平均为 1.02 g/cm^3 ; II 型包裹体的 CO_2 的摩尔分数为 $0.27 \sim 0.35$, 密度为 $0.72 \sim 0.85 \text{ g/cm}^3$, 平均 0.79 g/cm^3 。两个矿化阶段流体的密度相近,但每个矿化阶段中的 I a 型包裹体密度均高于 II 型包裹体。

利用 II 型包裹体对流体的压力进行计算,辉铋矿-黑钨矿-石英阶段流体的压力为 $89.0 \sim 143.6 \text{ MPa}$, 平均 119.1 MPa (辉铋矿)-黑钨矿-石英阶段流体的压力为 $61.3 \sim 104.0 \text{ MPa}$, 平均 83.3 MPa 。两个矿化阶段的流体压力变化较大,从矿化早阶段到矿化晚阶段,压力有降低的趋势。按照相关公式

(Shepherd *et al.*, 1985) 估算,其相应成矿深度分别为 4.5 km 和 3.1 km 。

3.2 流体的不混溶作用

流体的不混溶作用是含矿流体中金属沉淀的重要机制 (Ramboz *et al.*, 1982; Pichavant *et al.*, 1982), 以 CO_2 逸失为特征的流体不混溶作用是部分钨多金属矿床中成矿元素沉淀的重要因素之一 (Higgins and Kerrich, 1982; Higgins, 1985; Seal *et al.*, 1987; Polya, 1989)。

盘古山钨矿两个成矿阶段的含矿石英脉中同时存在 I a 型、II 型和 III 型包裹体,且不同类型的包裹体共生于同一石英颗粒中的现象较为常见(图 14), 表明其捕获时成矿流体处于一种不均匀状态 (Shepherd *et al.*, 1985), 反映了初始均一的 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 流体发生以 CO_2 逸失为特征的流体不混溶作用,引起 CO_2 与 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 相分离,形成了 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 流体和纯 CO_2 流体。

显微测温结果显示 I a 型、II 型包裹体表现出不同的均一方式, I a 型包裹体均一到液相, II 型包裹体均一到气相。II 型包裹体的均一温度略高于而盐度低于 I a 型包裹体的特点也是典型的不混溶流体的特征。相对于矿化早阶段的辉铋矿-黑钨矿-石英

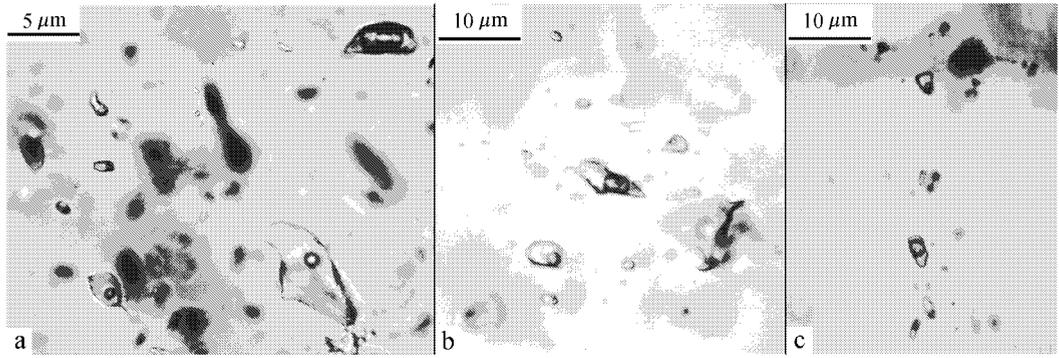


图 14 盘古山钨矿同一石英颗粒内共生的不同类型包裹体

Fig. 14 Different types of fluid inclusions in the same quartz grain in the Pangushan tungsten deposit

脉, 矿化晚阶段的(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中 II 型包裹体减少及 III 型包裹体增加也反映了随着温度和压力的降低, 不混溶作用进一步加强。

在 NaCl-H₂O-CO₂ 体系的完全均一温度与 CO₂ 摩尔分数关系图(图 15) 中, 两个矿化阶段中 II 型包

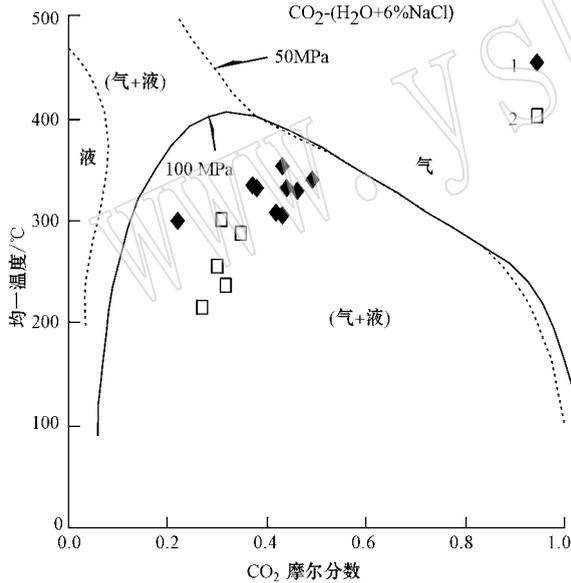


图 15 盘古山钨矿 II 型包裹体完全均一温度- CO₂ 摩尔分数关系图(底图据 Bowers 和 Helgeson , 1983)

Fig. 15 Total homogenization temperature versus calculated equivalent mole fraction CO₂ of type II fluid inclusions from the Pangushan tungsten deposit (data after Bowers and Helgeson , 1983)

1—辉铋矿-黑钨矿-石英脉中 II 型包裹体, 2—(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中 II 型包裹体, 曲线区为压力分别为 50 MPa 和 100 MPa, 盐度为 6% 的 NaCl-H₂O-CO₂ 体系的两相区

1—type II fluid inclusion in bismuthinite-wolframite-quartz vein ; 2—type II fluid inclusion in (bismuthinite)-wolframite-quartz vein ; curve area indicates two-phase area of the NaCl-H₂O-CO₂ system with pressure being 50 MPa and 100 MPa and salinity being 6%

裹体的完全均一温度与 CO₂ 摩尔分数的数据点均分布于 50~100 MPa 压力下 NaCl-H₂O-CO₂ 体系流体不混溶曲线下方的两相区, 也反映了盘古山钨矿成矿过程中流体发生了明显的不混溶作用。

本次研究还揭示, 盘古山钨矿两个成矿阶段的含矿石英脉流体包裹体的挥发分中, CO₂ 为主要的组分, 但同时也不同程度的含有 CH₄ 组分。已有研究表明, CH₄ 组分的加入可以使 NaCl-H₂O-CO₂ 流体在更深的部位发生不混溶作用(Naden and Shepherd , 1989)。

在本次工作中, 两个成矿阶段中的 I a 型包裹体的盐度(或密度) 均高于 II 型包裹体盐度, 造成这种现象的原因, 可解释为在发生流体不混溶时, 由于压力和温度的降低, 使得在较高压力和温度条件下溶解于流体中 CO₂ 相分离出来, 因一部分气体的逸失, 导致剩余流体中的盐度(或密度) 的增高。

3.3 CO₂ 对钨在流体中迁移的作用

研究表明, 不同程度的含有 CO₂ 组分是大多数钨矿床成矿流体的普遍特征(Landis and Rye , 1974 ; Kelly and Rye , 1979 ; Higgins , 1980 ; Bussink and Kreulen , 1984 ; Ramboz *et al.* , 1985 ; 马秀娟 , 1988 ; Giuliani *et al.* , 1988 ; Kamilli *et al.* , 1992 ; Noronha *et al.* , 1992 ; Graupner *et al.* , 1999 ; Rios *et al.* , 2003), 含 CO₂ 的流体包裹体较为发育也是盘古山钨矿成矿流体最为明显的特征。值得注意的是, CO₂ 组分对钨在流体中迁移所起到的作用还存在不一致的意见。Higgins(1980) 在对前人工作总结的基础上, 认为在高温高压的条件下, 在富 CO₂ 流体中钨可能以碳酸盐、重碳酸盐的形式迁移, Ramboz 等(1985) 则认为没有确定的证据表明钨是在含 CO₂ 的

流体中迁移或是在水溶液中迁移,并且在一些钨矿床中,流体包裹体成分以水溶液为主,仅含微量甚至不含 CO_2 成分(Rankin and Alderton, 1983; Zaw, 1984; Shelton *et al.*, 1986; Thorn, 1988; Vallance *et al.*, 2001; 王旭东等, 2008)。Wood (2000) 认为,在一定的温压条件下,在 $\text{NaCl-HCl-H}_2\text{O}$ 溶液中,钨主要以简单钨酸(如 H_2WO_4 、 HWO_4^- 、 WO_4^{2-} 和 KHWO_4^0) 和碱性钨酸盐离子对(如 NaHWO_4^0 、 KWO_4^- 和 NaWO_4^-) 形式迁移,钨的浓度可达 $n \times 10^{-3}$ 的浓度,足以形成钨的热液矿床。

尽管 CO_2 组分在钨在成矿流体中迁移所起到的作用尚没有明确的结论,但大多数钨矿床成矿流体中均不同程度的含 CO_2 组分表明 CO_2 是钨在流体中迁移的有利因素之一。

3.4 矿床的成因机制

对盘古山钨矿的流体包裹体研究表明,成矿流体在演化过程中发生了以 CO_2 逸失为特征的流体不混溶作用,流体的不混溶作用是盘古山钨矿的主要形成机制。其可能的过程为:岩浆作用形成的并具有较大内压的富 CO_2 含矿流体,在适时性的构造作用下,沿矿区内的断裂向裂隙发育的低压地带运移,发生以 CO_2 不断逸出为特征的流体不混溶作用。以 CO_2 逸失为特征的流体不混溶作用使含矿流体的酸性、氧化还原等条件发生改变,致使含矿流体中的络合物分解,并且由于 CO_2 等挥发分的逸失导致含矿流体浓度的升高,甚至造成流体的瞬时过饱和,在这个过程中, WO_4^{2-} 与流体中的 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 等金属阳离子结合而沉淀成矿。

4 结论

盘古山钨矿主要成矿阶段中早阶段的辉铋矿-黑钨矿-石英脉和晚阶段的(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉石英中流体包裹体主要包括 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 型包裹体、 $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ 型包裹体和少量的 CO_2 型包裹体,从矿化早阶段到矿化晚阶段 $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ 型包裹体数量减少, CO_2 型包裹体数量增多。

显微测温和相关的计算结果表明,从矿化阶段的辉铋矿-黑钨矿-石英脉到矿化晚阶段的(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉,流体的温度明显降低,盐度和流体

密度变化不大,压力降低较为明显。

对盘古山钨矿主要成矿阶段辉铋矿-黑钨矿-石英脉中和(辉铋矿)-黑钨矿-石英脉中不同类型包裹体的激光拉曼探针分析结果表明,两个矿化阶段的石英脉中包裹体的组分相近,除水和 CO_2 外,还含有少量的 CH_4 和 N_2 。

盘古山钨矿的流体包裹体特征表明, CO_2 是钨在流体中迁移的有利因素之一,以 CO_2 逸失为特征的流体不混溶作用为本矿床钨沉淀成矿的主要机制。

References

- Bodnar R J. 2003a. Introduction of fluid inclusions [A]. Samson I, Anderson A and Marshall D. Fluid Inclusions-Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series [C]. 32 : 1~8.
- Bodnar R J. 2003b. Reequilibration of fluid inclusions [A]. Samson I, Anderson A and Marshall D. Fluid Inclusions-Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series [C]. 32 : 213~231.
- Bowers T S and Helgeson H C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ on phase relations in geologic systems: equation of state for $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ fluids at high pressures and temperatures [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 47 : 1 247~1 275.
- Brown P E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data [J]. Am. Mineral., 74 : 1 390~1 393.
- Bussink R W and Kreulen R. 1984. Gas analyses fluid inclusion and stable isotopes of Panasqueira W-Sn deposits, Portuga [J]. Bull. Mineral., 107 : 703~713.
- Cai Jianming, Liu Ruolan, Zeng Guangsheng, *et al.* 1984. Study on fluid inclusion and its relation to mineralization of Pangushan tungsten deposit, Jiangxi Province, China [A]. Yu Hongzhang. Proceedings of Symposium on Tungsten Geology (Chinese edition) [C]. Beijing : Geological Publishing House, 1~11 (in Chinese).
- Chi Guoxiang, Zhou Yiming and Lu Huanzhang. 2003. An overview on current fluid-inclusion research and application [J]. Acta Petrologica Sinica, 19 (2): 201~212 (in Chinese with English abstract).
- Chi Guoxiang and Lu Huanzhang. 2008. Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept [J]. Acta Petrologica Sinica, 24 (9): 1 945~1 953 (in Chinese with English abstract).
- Giuliani G, Li Y D and Sheng T F. 1988. Fluid inclusion study of Xihuashan tungsten deposit in the southern Jiangxi province, China [J]. Mineral. Deposita, 23 : 24~33.
- Goldstein R H and Reynolds T J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals [J]. SEPM Short Course, 31 : 199.
- Goldstein R H. 2003. Petrographic analysis of fluid inclusion [A]. Sam-

- son I, Anderson A and Marshall D. Fluid Inclusions-Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series [C], 32 : 9~53.
- Graupner T, Kempe U and Dombon E. 1999. Fluid regime and ore formation in the tungsten (-yttrium) deposits of Kyzyltau (Mongolian Altai) evidence for fluid variability in tungsten-tin ore systems [J]. Chem. Geol. , 154 : 29~40.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions [J]. Econ. Geol. , 83 : 197~202.
- Han Jiuzhu, Hu Xinming and Liu Shilian. 1984. The controls of strata over tungsten ore deposits as viewed from tungsten abundances in the strata of Southern Jiangxi [J]. Geochimica, (2) : 176~179 (in Chinese with English abstract).
- Higgins N C. 1980. Fluid inclusion evidence for the transport of tungsten by carbonate complexes in hydrothermal solutions [J]. Can. J. Earth Sci. , 17 : 823~830.
- Higgins N C and Kerrich R. 1982. Progressive ¹⁸O depletion during CO₂ separation from a carbon dioxide-rich hydrothermal fluid: Evidence from the Grey River tungsten deposit, Newfoundland [J]. Can. J. Earth Sci. , 19 : 2247~2257.
- Higgins N C. 1985. Wolframite deposition in a hydrothermal vein system: the Grey river tungsten prospect, Newfoundland, Canada [J]. Econ. Geol. , 80 : 1297~1327.
- Kamilli R J, Cole J C and Elliott J E. 1992. Geology and genesis of the Baid Al Jimalah tungsten deposit, Kingdom of Saudi Arabia [J]. Econ. Geol. , 88 : 1743~1767.
- Kang Yongfu and Li Chongyou. 1991. Geological characteristics, types and distribution of tungsten deposits in China [J]. Mineral Deposit, (10) : 19~26 (in Chinese with English abstract).
- Kelly W C and Rye R O. 1979. Geologic fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal [J]. Econ. Geol. , 74 : 1721~1822.
- Landis G P and Rye R O. 1974. Geologic, fluid inclusion and stable isotope studies of the Pasto Bueno tungsten base metal deposit, northern Peru [J]. Econ. Geol. , 69 : 1025~1059.
- Liu Yingjun, Li Zhaolin and Ma Dongsheng. 1982. Geochemical study of tungsten-bearing formation in South China [J]. Science in China (Series B), (10) : 939~950 (in Chinese).
- Liu Yingjun, Li Zhaolin, Xie Shaoqing, et al. 1984. Preliminary experimental study on the geochemistry of tungsten in southeast China [A]. Yu Hongzhang. Proceedings of Symposium on Tungsten Geology (Chinese edition) [C]. Beijing: Geological Publishing House, 127~140 (in Chinese).
- Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, et al. 2004. Fluid Inclusion [M]. Beijing: Science Press, 406~419 (in Chinese).
- Ma Xiujian. 1988. A study on the geochemistry of inclusions of the Dajishan tungsten ore deposit [A]. Li Yinqing, Ma Xiujian and Wei Jiuxiu. Application of Fluid Inclusion in Ore Deposit Geology and Petrology [C]. Beijing: Beijing Science and Technology Press, 65~108 (in Chinese with English abstract).
- Naden J and Shepherd T J. 1989. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition [J]. Nature, 342 : 793~795.
- Noronha F, Doria A and Dubessy J. 1992. Characterization and timing of the different types of fluids present in the barren and ore-veins of the W-Sn deposit of Panasqueira. Central Portugal [J]. Mineral. Deposita, 27 : 72~79.
- Pichavant M, Ramboz C and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes; use and misuse of fluid inclusion data; I, phase equilibria analysis; a theoretical and geometrical approach (in current research on fluid inclusions) [J]. Chemical Geology, 37 (1~2) : 1~27.
- Polya D A. 1989. Chemistry of the main-stage ore-forming fluids of the Panasqueira W-Cu (Ag)-Sn Deposit, Portugal: Implications for models of ore genesis [J]. Economic Geology, 84 : 1134~1152.
- Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes; use and misuse of fluid inclusion data; II, interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility (in current research on fluid inclusions) [J]. Chemical Geology, 37 (1~2) : 29~48.
- Ramboz C, Schnapper D and Dubessy J. 1985. The P-V-T-X-f_{O₂} evolution of H₂O-CO₂-CH₄-bearing fluids in a wolframite vein: Reconstruction from fluid inclusion studies [J]. Geochim Cosmochim Acta, 49 : 205~219.
- Rankin A H and Alderton D H M. 1983. Fluid inclusion petrography of SW England granites and its potential in mineral exploration [J]. Mineral Deposita, 18 : 335~347.
- Ren Yingchen. 1998. Restudy of bismuth sulfosalt minerals in Pangushan wolfram quartz vein deposit, Jiangxi Province [J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 13 (4) : 1~17 (in Chinese with English abstract).
- Ren Yingchen, Cheng Mingqing and Wang Cunchang. 1986. Characteristics and vertical zoning of tungsten-bismuth minerals in the Pangushan quartz vein type deposit of Jiangxi Province [J]. Mineral Deposit, (5) : 63~74 (in Chinese with English abstract).
- Rios F J, Villas R N and Fuzikawa K. 2003. Fluid evolution in the Pedra Preta wolframite ore deposit, Paleoproterozoic Musa granite, Eastern Amazon craton, Brazil [J]. Journal of South American Earth Sciences, 15 : 790-794.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy [M], 12 : 644.
- Seal R R II, Clark A H and Morrissy C J. 1987. Stockwork tungsten-scheelite-molybdenum mineralization, Lake George, Southwestern New Brunswick [J]. Economic Geology, 82 : 1259~1282.
- Shelton K L, Supso C, Rye D M, et al. 1986. Geologic, Sulfur isotope, and fluid inclusion studies of the Sannae W-Mo Mine, Republic of Korea: Comparison of Sulfur isotope systematics in Korean W Deposits [J]. Economic Geology, 81 : 430~446.
- Sheng Jifu. 2004. Tungsten deposits [A]. Zhao Yiming, Wu Liangshi, Bai Ge, et al. Metallogeny of the major metallic ore deposits in China [C]. Beijing: Geological Publishing House, 146 (in Chinese with English abstract).
- Shepherd T J, Rankin A H and Alderton D H M. 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies [M]. Blackie & Son Limited, 1~154.
- Tan Yunjin, Deng Guozheng, Pi Junming, et al. 2002a. Geological-

- geochemical features of strong silicified rock and their exploratory significance [J]. *China Tungsten Industry*, (17) 2 : 14 ~ 20 (in Chinese with English abstract).
- Tan Yunjin, Tong Qiquan, Pi Junming, *et al.* 2002b. Geological-geochemical features of ore-near hydrothermal alteration rocks in Pangushan tungsten deposit [J]. *China Tungsten Industry*, (17) 5 : 21 ~ 26 (in Chinese with English abstract).
- Thorn P G. 1988. Fluid inclusion and stable isotope studies at the Chicote tungsten deposit, Bolivia [J]. *Economic Geology*, 83 : 62 ~ 68.
- Vallance J, Cathelineau M, Marignac C, *et al.* 2001. Microfracturing and fluid mixing in granites: W-(Sn) ore deposition at Vaulry (NE French Massif Central) [J]. *Tectonophysics*, 336 : 43 ~ 61.
- Wang Xudong, Ni Pei, Jiang Shaoyong, *et al.* 2008. Fluid inclusion study on the Piaotang tungsten deposit, Southern Jiangxi Province, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9) : 2 163 ~ 2 170 (in Chinese with English abstract).
- Wood S A and Samson I M. 2000. The hydrothermal geochemistry of tungsten in granitoid environments: I. Relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of T, P, pH and mNaCl [J]. *Econ. Geol.*, 95 : 143 ~ 182.
- Xu Keqin and Cheng Hai. 1987. Tectonic environment for the formation of tungsten deposits in China [J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, (3) : 1 ~ 7 (in Chinese with English abstract).
- Xu Keqin, Hu Shouxi, Sun Mingzhi, *et al.* 1984a. Regional factors controlling the formation of tungsten deposits in south China [A]. Yu Hongzhang. *Proceedings of Symposium on Tungsten Geology* (Chinese edition) [C]. Beijing : Geological Publishing House, 245 ~ 249 (in Chinese).
- Xu Keqin, Sun Nai, Wang Dezi, *et al.* 1984b. Genesis and metallogenesis of granites of South China [A]. Xu Keqin, Tu Gangzhi. *Granite and Related of Metallogenesis* (Collected Papers of International Symposium) [C]. Nanjing : Jiangsu Science and Technology Press, 1 ~ 20 (in Chinese).
- Ye Jiwei, Deng Guozheng, Pi Junming, *et al.* 2000. An analysis on the characteristics of deep deposit of Pangushan tungsten mine and the vistas of prospecting [J]. *China Tungsten Industry*, (15) 4 : 17 ~ 19 (in Chinese with English abstract).
- Zaw U K. 1984. Geology and Geothermometry of vein-type W-Sn deposits at Pannaichang and Yetkantzintung prospects, Tavoy Township, Tennasserim Division, Southern Burma [J]. *Mineral. Deposita*, 19 : 138 ~ 144.
- Zeng Guangsheng. 1980. Ore-hosting fissure and blind orebody prediction of Pangushan tungsten deposit [J]. *Geology and Exploration*, (12) : 13 ~ 16 (in Chinese).
- Zeng Zailin, Zhu Xiangpei and Xu Jianxiang. 2007. Tungsten reserves of Southern Jiangxi province and prospecting outlook [J]. *China Tungsten Industry* (22) 6 : 16 ~ 18 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Yanling, Li Chongyou and Lin Yunhuai. 1981. Tungsten Geology of South Jiangxi [M]. Nanchang : Jiangxi People 's Publishing House, 249 ~ 253 (in Chinese).
- ### 附中文参考文献
- 蔡建明, 刘若兰, 曾广胜. 1984. 江西盘古山钨矿流体包裹体及其与成矿关系研究 [A]. 余鸿彰. 钨矿地质讨论会论文集(中文版) [C]. 北京 : 地质出版社, 1 ~ 11.
- 池国祥, 卢焕章. 2008. 流体包裹体组合对测温数据有效性的制约及数据表达方法 [J]. *岩石学报*, 24(9) : 1 945 ~ 1 953.
- 池国祥, 周义明, 卢焕章. 2003. 当前流体包裹体研究和应用概况 [J]. *岩石学报*, 19(2) : 201 ~ 212.
- 韩久竹, 胡心铭, 刘世濂. 1984. 从赣南地层含钨丰度看地层对钨矿的控制 [J]. *地球化学*, (2) : 176 ~ 179.
- 康永孚, 李崇佑. 1991. 中国钨矿地质特征、类型及其分布 [J]. *矿床地质*, (10) : 19 ~ 26.
- 刘英俊, 李兆麟, 马东升. 1982. 华南含钨建造的地球化学研究 [J]. *中国科学(B辑)*, (10) : 939 ~ 950.
- 刘英俊, 李兆麟, 谢少卿, 等. 1984. 华南钨矿实验地球化学研究 [A]. 余鸿彰. 钨矿地质讨论会论文集(中文版) [C]. 北京 : 地质出版社, 127 ~ 140.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 2004. 流体包裹体 [M]. 北京 : 科学出版社, 406 ~ 419.
- 马秀娟. 1988. 大吉山钨矿包裹体地球化学研究 [A]. 李萌清, 马秀娟, 魏家秀. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用 [M]. 北京 : 北京科技出版社, 65 ~ 108.
- 任英忱. 1998. 江西盘古山-黄沙黑钨矿石英脉矿床钨硫盐矿物再研究 [J]. *地质找矿论丛*, 13(4) : 1 ~ 17.
- 任英忱, 程敏清, 王存昌. 1986. 江西盘古山石英脉型钨矿床钨硫盐矿物特征及矿物的垂直分带 [J]. *矿床地质* (5) : 63 ~ 74.
- 盛继福. 2004. 钨矿床 [A]. 赵一鸣, 吴良士, 白鸽, 等. 中国主要金属矿床成矿规律 [M]. 北京 : 地质出版社, 146.
- 谭运金, 邓国政, 皮俊明, 等. 2002a. 强硅化岩的地质、地球化学特征及其找矿评价意义 [J]. *中国钨业*, (17) 2 : 14 ~ 20.
- 谭运金, 童启荃, 皮俊明, 等. 2002b. 盘古山钨矿床近矿热液蚀变岩石的地质地球化学 [J]. *中国钨业* (17) 5 : 21 ~ 26.
- 王旭东, 倪培, 蒋少涌, 等. 2008. 赣南漂塘钨矿流体包裹体研究 [J]. *岩石学报*, 24(9) : 2 163 ~ 2 170.
- 徐克勤, 程海. 1987. 中国钨矿形成的大地构造背景 [J]. *地质找矿论丛*, (3) : 1 ~ 7.
- 徐克勤, 胡受奚, 孙明志, 等. 1984a. 华南钨矿床的区域成矿条件分析 [A]. 余鸿彰. 钨矿地质讨论会论文集(中文版) [C]. 北京 : 地质出版社, 245 ~ 249.
- 徐克勤, 孙霖, 王德滋, 等. 1984b. 华南花岗岩成因与成矿 [A]. 徐克勤, 涂光焱. 花岗岩地质和成矿关系(国际学术会议论文集) [C]. 南京 : 江苏科学技术出版社, 1 ~ 20.
- 叶际祯, 邓国政, 皮俊明, 等. 2000. 盘古山钨矿深部矿床赋存特征分析及找矿前景 [J]. *中国钨业*, (15) 4 : 17 ~ 19.
- 曾载淋, 朱祥培, 许建祥. 2007. 赣南钨矿资源状况与资源远景展望 [J]. *中国钨业*, (22) 6 : 16 ~ 18.
- 曾广胜. 1980. 盘古山钨矿容矿裂隙及盲矿预测 [J]. *地质与勘探*, (12) : 13 ~ 16.
- 朱焱龄, 李崇佑, 林运淮. 1981. 赣南钨矿地质 [M]. 南昌 : 江西人民出版社, 249 ~ 253.