

江西省全南县大吉山钨矿成矿流体演化特征

席斌斌^{1,2)}, 张德会¹⁾, 周利敏¹⁾, 张文淮¹⁾, 王成³⁾

1) 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京, 100083; 2) 中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所, 江苏无锡 214151; 3) 江苏省有色金属华东地质勘查局研究所, 南京, 210007

内容提要:大吉山钨矿位于南岭 W、Sn 成矿省, 是我国著名的大型 W 矿床。本文旨在通过对大吉山脉形钨矿 25¹³号脉中的包裹体进行详细的岩相学及显微测温学研究, 对成矿流体的演化过程及矿床形成深度进行探讨。包裹体的岩相学研究表明, 包裹体类型复杂主要由富液包裹体、含 CO₂、CH₄ 三相包裹体及含子矿物包裹体组成; 包裹体组合复杂, 各种类型的包裹体常叠加在一起; 原生、次生包裹体产状区别明显, 较易识别, 原生包裹体主要由含 CO₂、CH₄ 三相包裹体及充填度较小的富液包裹体组成, 次生包裹体主要为充填度较大的富液包裹体。显微测温分析发现不同类型的包裹体的盐度、均一温度差别显著, 呈现复杂的流体演化过程。包裹体的爆裂曲线显示, 曲线有高低温两个起爆点, 分别对应原次生包裹体包裹体群的起爆温度; 由深部到浅部, 原生包裹体的起爆温度逐渐降低。利用显微共焦激光拉曼探针仪对原生包裹体进行成分分析发现, 成矿流体主要由 H₂O-NaCl 和 H₂O-CO₂-CH₄-NaCl 体系组成。包裹体的显微测温结果显示, 成矿流体演化经历了自然冷却、不混溶作用和混合作用等过程, 各种过程相互作用造成了钨的沉淀。通过对不混溶包裹体的测温数据进行计算, 得出大吉山脉型钨矿成矿流体的压力约为 114~132MPa, 矿床形成深度约为 4.6~5.3km。

关键词: 流体包裹体; 均一法; 爆裂法; 成矿流体演化; 大吉山钨矿

大吉山钨矿位于南岭九连山脉中段的江西省全南县大吉山镇。自 20 世纪 30 年代, 众多地勘单位、科研机构及大专院校对其岩浆岩演化、同位素年代学、成矿特征、成矿模式、流体包裹体特征等进行过详细的研究, 研究程度较高(卢焕章等, 1974, 1975; 朱焱龄等, 1981; 马秀娟, 1988; 阙梅登等, 1988; 孙恭安等, 1989; 腾建德, 1990; 张国新等, 1997; 曹钟清等, 2004; 蒋国豪等, 2004a、2004b; 邱检生等, 2004; 张文兰等, 2004, 2006)。对该矿区流体包裹体的研究始于 20 世纪 70 年代中期, 卢焕章等(1974, 1975)对矿区内岩浆岩、含石英脉中的包裹体进行了岩相学及显微测温学研究, 对矿区的成矿成岩温度进行了讨论。马秀娟(1988)对大吉山钨矿的流体包裹体进行了全面而又详细地研究, 研究内容涉及到包裹体显微测温学、气液相成分分析、氢氧同位素组成等, 对大吉山钨矿成矿流体的物理化学性质有了更深刻的认识。蒋国豪(2004a)对大吉山钨矿流体包裹体测温数据及成分信息进行了补充。前人对大吉山钨矿的流体包裹体已进行了大量研究工作, 取得

了众多成果, 但是前人研究的对象主要是气液两相包裹体, 对含 CO₂ 三相包裹体的研究较少涉及, 而且研究重点放在成矿流体的性质上, 而对成矿流体的演化过程研究的不够。本文试图通过对典型矿脉进行详细的包裹体研究, 对成矿流体的演化过程有初步认识。

1 地质概况

大吉山钨矿位于华夏板块的粤北凹陷与武夷山隆起的交界部位, 区域成矿条件有利。区内出露地层包括泥盆系中、下统桂头群下亚群砾岩、砂岩夹少量板岩; 寒武系中、上统的一套浅海相沉积碎屑建造。

矿区内岩浆岩主要有: ① 黑云母花岗岩, 位于矿区北部五里亭以北, 呈岩基状产出, 出露面积约 100km²。Rb-Sr、K-Ar 法测年认为该岩体形成年龄约为 160~167Ma (孙恭安等, 1989; 蒋国豪等, 2004b), 张文兰等(2006)利用单颗粒锆石法测得岩体侵位年龄为 238.4Ma。② 石英斑岩: 位于矿区西

注: 本文为国家自然科学基金(编号 40173021、40573033)资助的成果。

收稿日期: 2008-01-30; 改回日期: 2008-03-20; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 席斌斌, 男, 1981 年生。硕士, 主要从事流体地球化学方面的研究。Email: jucky1981@163.com。

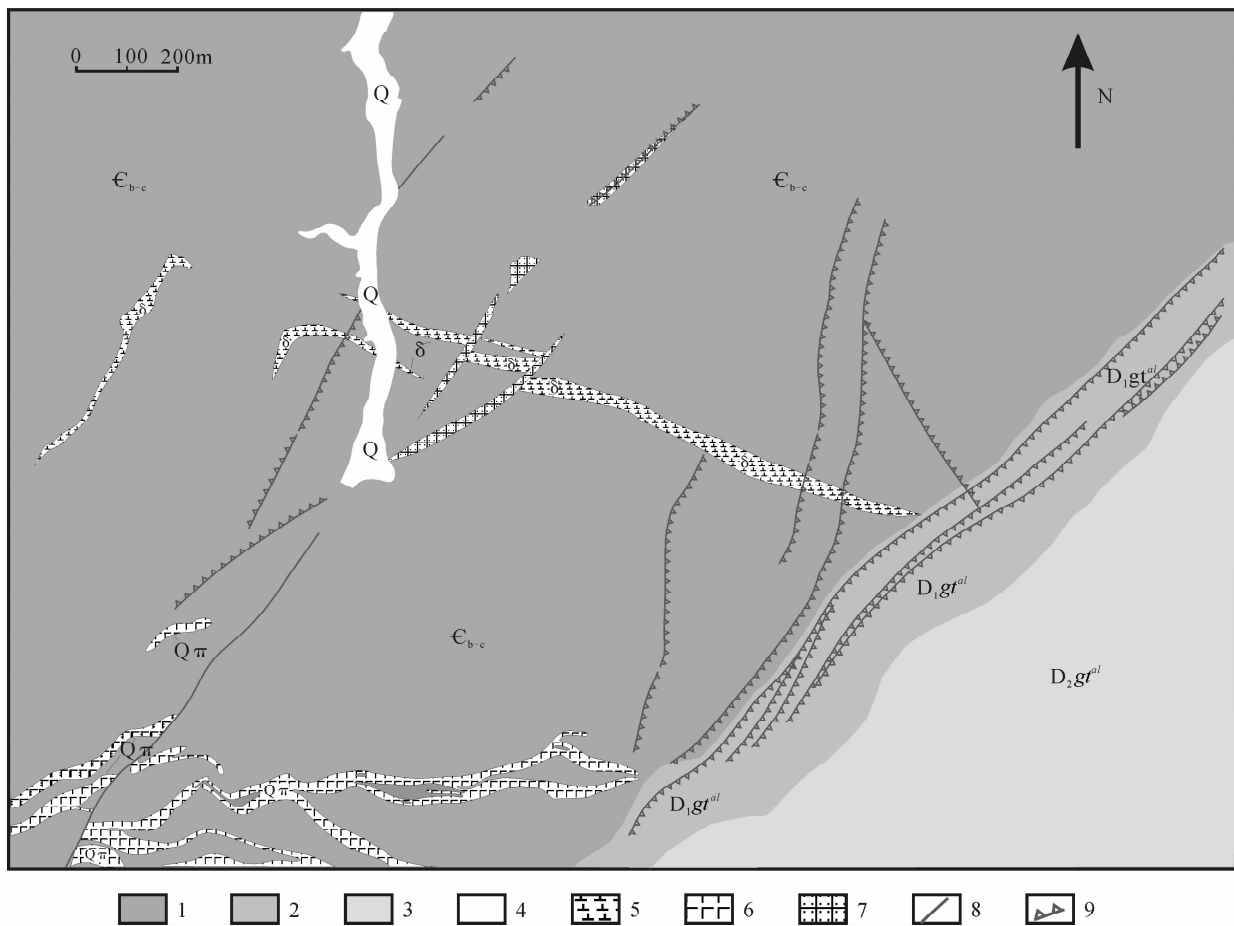


图 1 大吉山钨矿地质简图

Fig. 1 Geological sketchmap of the Dajishan tungsten deposit

1—寒武系上组变质石英砂岩、粉砂岩、砂质斑岩; 2—中下泥盆统桂头群下亚群第一组粗粒砂岩夹含砾砂岩; 3—中下泥盆统桂头群下亚群第二组云母砂岩砂质页岩夹长石砂岩; 4—第 4 系冲积层; 5—闪长岩; 6—石英斑岩; 7—断层及破碎带; 8—平移断层; 9—逆冲断层
 1—Metamorphic quartz sandstone, siltstone and sandy porphyry of upper Cambrian; 2—coarse grain sandstone intercalating with gravel-bearing sandstone of I formation in Lower Group of Guitou of mid-upper Devonian Series; 3—mica sandstone and sandy shale intercalating with feldspar sandstone of II formation in Lower Group of Guitou of mid-upper Devonian Series; 4—alluvium of Quarternary; 5—diorite; 6—quartz porphyry; 7—fault and fracture zone; 8—slip fault; 9—thrust fault

南呈脉状产出于寒武系地层中,与围岩接触接触界线清楚。对于该岩脉尚无同位素年龄数据,据其产状推断该岩脉在成矿前形成。③ 闪长岩,呈脉状产出于寒武系、泥盆系地层中,在坑道中可见闪长岩被含石英英脉切穿,应在成矿前形成。④ 二云母花岗岩,隐伏于矿区深部,仅在钻孔中揭露。Rb-Sr、K-Ar 法测年认为该岩体形成年龄约为 160~161Ma (孙恭安等,1989;蒋国豪等,2004b)。⑤ 白云母花岗岩,隐伏于矿区深部,呈岩枝、岩脉和小岩盖产出。其 Rb-Sr 等时线年龄为 159±5Ma (孙恭安等,1989)。另外在坑道中还可见成矿后的基性岩脉(细晶闪长岩、玄武斑岩、煌斑岩类)沿破碎带分布。与

矿化有关的岩浆岩主要为二云母花岗岩和白云母花岗岩。隐伏于深部的二云母花岗岩可能是脉型黑钨矿床的成矿物质和热液来源。在白云母花岗岩常形成钼铌钨铍矿化,其中 69 号岩体为一个具有独立工业意义的中型花岗岩型钼铌钨铍矿床。

矿区内与成岩成矿有关的构造为断裂构造,按其走向大致可分为东西向、北东向、北北东与北西西向构造(图 1)。北东向的大吉山峰断裂和船底窝沟断裂及东西向断裂(被石英斑岩充填)是区构造格架的主干断裂构造,控制矿区的成矿空间。北北东向断裂主要见于矿化区段,少数被含钨石英脉所充填,大部分为成矿后活动,显示该组断裂成矿前后都有

活动。北西西向构造为脉型钨矿的主要赋矿构造。

2 包裹体研究

本文的研究对象主要为大吉山石英脉型钨矿北组 25¹³号脉。为了对该矿脉有较全面的认识,对该矿脉由下到上,即从 367 中段经 417、467 中段至 517 中段分别取样。矿脉宽度由下到上逐渐减小,由 367 中段的近 1m 变化到 517 中段的不足 20 厘米。矿脉矿石矿物主要是黑钨矿,其次是闪锌矿、磁黄铁矿、黄铁矿等;脉石矿物主要是石英、白云母,及少量的萤石。黑钨矿在矿脉中分布不均匀,总体上看 367、417 和 467 中段矿化较强烈,517 中段矿化弱,矿化强处黑钨矿常呈“砂包”状分布。白云母主要沿矿脉与围岩交界处分布,在矿脉外侧形成一层云母壁,最宽可达 5 厘米。

包裹体的岩相学和显微测温学研究在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室进行。所使用的仪器包括德国 ZEISS 公司生产的 Axioskop 40 正交偏、反光和 Axiolab 型正交偏光显微镜,放大倍数为 100~800 倍;英国 Linkam 公司生产的 THMSG600 型冷热台,温控范围-196~+600℃,冰点温度误差小于 0.2℃,均一温度误差小于 2℃。

2.1 包裹体类型

通过观察发现,矿脉中包裹体主要分以下 3 种类型:

(1) 富液包裹体(I型):室温下主要由液相和气相组成,按其在矿脉中的产出方式又可分成 I_a型和 I_b型两种。I_a型包裹体主要是成群分布(图 2a),也有少量包裹体沿石英的生长带或孤立分布,为原生包裹体。包裹体个体变化较大,多数在 12μm 以上,形状变化亦较大,由不规则状至负晶形状均有发现,气液比在 5% 以上,在样品中分布最为广泛。I_b型包裹体常沿包裹体的愈合裂隙分布,个体比 I_a型要小,一般不超过 20μm,在镜下常见个体极小(不超过 5μm)的包裹体沿愈合裂隙分布(图 2b),该类包裹体气液比多在 5% 以下,该类包裹体在 367、417 和 467 中段明显地表现出次生的特征,较容易与 I_a型包裹体区分,而在 517 中段则表现出原生特征与 I_a型包裹体难以区分。

(2) 含 CO₂、CH₄三相包裹体(II型):该类包裹体主要由 CO₂气相、CO₂液相及水溶液三相组成(在 0℃左右进行观察),通过对该类包裹体进行显微测温及拉曼光谱分析还发现在 CO₂气相中还含有少量 CH₄气体。该包裹体主要分布在 367、417 和 467 中

段并与 I_a型包裹体共生,其 CO₂相的体积(φ_{CO₂})变化较大,占包裹体总体积 10%~90% 均有发现(图 2c、d、e),形状多数为椭圆形及负晶形。φ_{CO₂}值不同的 II 型包裹体常常共生在一起(图 2e),表明其成因类型相同。

(3) 含子矿物包裹体(III型):该类包裹体以含有一个或多个固体子矿物为特征(图 2f),子矿物含量变化较大,个别可达 80% 以上。除子矿物外,包裹体还含有一个气泡和水溶液相。

2.2 包裹体显微测温学研究

在对包裹体进行了较详细的岩相学研究的基础上,对 367、417、467 和 517 四个中段的含矿石英脉中的包裹体进行了系统的显微测温学研究。各个类型的包裹体在形态、大小、分布特征及显微相变行为上有较明显的差别,表明流体演化分阶段性。

I 型包裹体显微测温学研究:I_a型包裹体在冷冻到-40℃左右时即可完全结冰,包裹体的冰点温度变化较大在-1.8~-8.4℃,折合成盐度为 3.06~12.16%NaCl(表 1)。有些包裹体在回温过程中,气泡在 6~10℃左右出现突然跳动,可能是由于气泡含有少量的 CO₂,冷冻时形成的 CO₂笼形物在回温过程中消失所致。包裹体气泡大多在均一前 20℃左右时突然变小,均一温度变化范围在 176.2~291.2℃(表 1,图 3a),所有包裹体均一到液相。

I_b型包裹体也在冷冻到-40℃左右时完全结冰,包裹体的盐度较低,一般不高于 8.55%NaCl,多数小于 4.65%NaCl(表 1)。该类包裹体在冷冻时气泡常被冻消失,在回温过程中直到 0℃以上才又重新出现,说明包裹体的盐度非常低。均一温度一般不超过 200℃(表 1,图 3b),均一到液相。

II 型包裹体显微测温学研究:该类包裹体完全冷冻温度一般在-110~-120℃时,固相的初始熔化温度(T_{mCO₂})为-66.8~-55.6℃,比 CO₂三相点温度(-56.6℃)要低,表明包裹体中除 CO₂相外可能还含有较多 CH₄等组分。进一步回温,发生了 CO₂-H₂O 笼形物的熔化,熔化温度(T_{mcl})为 6.8~9.9℃,CO₂部分均一温度(T_{hCO₂})在较大范围内(12.2~28.3℃)分布,除有一个包裹体表现出临界均一外,其他 CO₂包裹体均均一到液相。超过 60% 的 CO₂包裹体在完全均一前发生了爆裂,爆裂温度(T_d)为 268.2~367.8℃。少数能达到完全均一的包裹体均一温度(T_{hot})范围在 245.5~324.8℃(图 3c),均一方式也因 φ_{CO₂}的不同而不同,φ_{CO₂}>70% 的均一到 CO₂相,φ_{CO₂}<30% 的均一到水溶液相,在

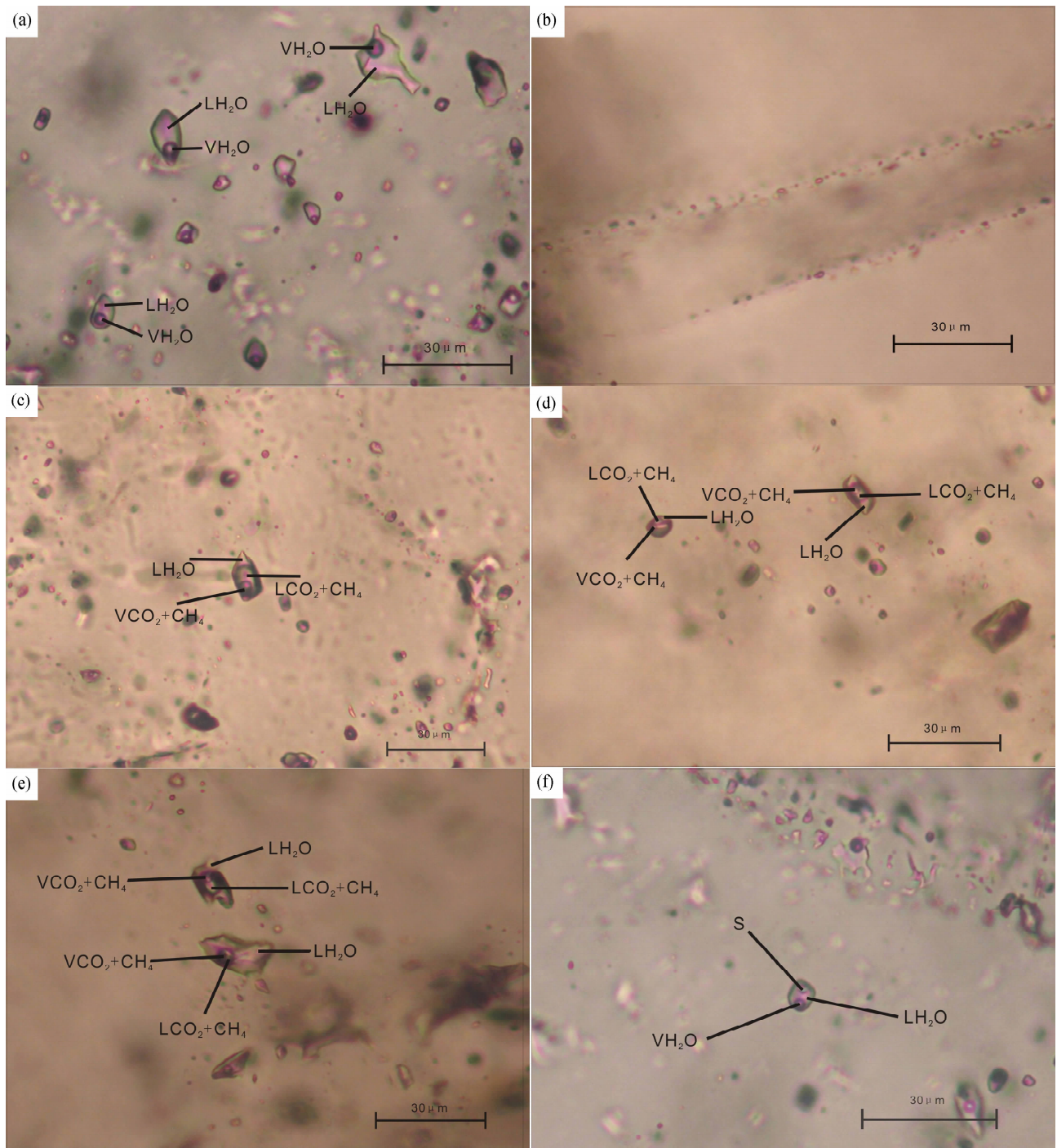


图 2 大吉山钨矿流体包裹体显微照片

Fig. 2 Micrographs of fluid inclusions in Dajishan tungsten deposit

- (a) 一成群分布的 I_a 型包裹体; (b) 一沿愈合裂隙分布的 I_b 型包裹体; (c) 一 II 型包裹体; (d) 一 II 型包裹体; (e) 一 φ_{CO_2} 值不同的 II 型包裹体共生; (f) 一 III 型包裹体
- (a) — I_a fluid inclusions distributing in group; (b) — I_b fluid inclusions distributing along the healing cracks; (c, d) — II fluid inclusions; (e) — II fluid inclusions with different φ_{CO_2} value in group; (f) — III fluid inclusions

此之间的一般在均一前即发生爆裂。根据上述包裹体测温数据利用 FLUIDS 软件 (Bakker et al., 2003a、2003b) 计算包裹体中 CO₂ 的摩尔分数为 0.06

~0.76, CO₂ 相密度和包裹体总密度分别为 0.77~0.84g/cm³ 和 0.83~1.00g/cm³, 水溶液相的盐度为 0.22~6.03%NaCl。

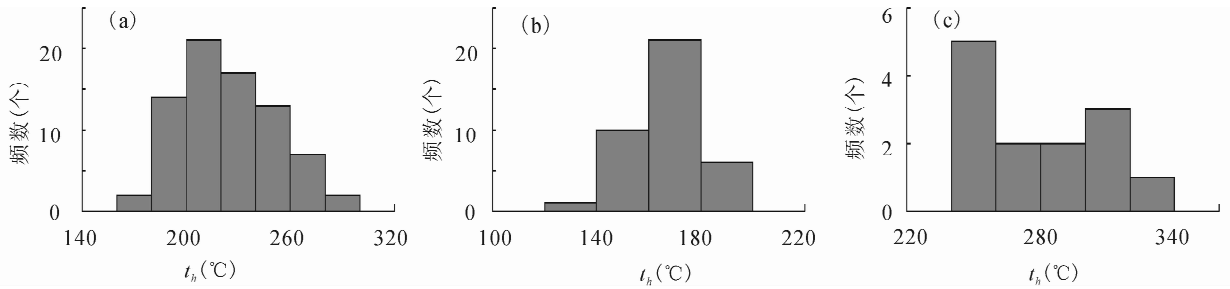


图3 不同类型包裹体均一温度直方图

Fig. 2 Homogenization temperature histogram of fluid inclusions of different types

(a)—I_a型包裹体;(b)—I_b型包裹体;(c)—II型包裹体;

(a)—I_a fluid inclusions;(b)—I_b fluid inclusions;(c)—II fluid inclusions

表1 I型包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometry data of I fluid inclusions

样品号	主矿物	个数	类型	气液比	t _h /°C	NaCl(%)
367-W001	石英	12	I _a	5~30	191.4~261.8	6.59~10.23
		1	I _b	5	167.3	3.39
367-W004	石英	12	I _a	7~15	171.5~265.1	8.14~10.86
367-W006	石英	9	I _a	5~15	199.2~224.0	4.65~8.00
		2	I _b	4~8	140.8~141.8	6.16
417-W001	石英	11	I _a	5~15	193.4~253.1	4.96~10.49
		3	I _b	5~10	161.1~181.2	1.74~2.41
417-W003	石英	6	I _a	5~15	198.4~238.2	3.06~9.21
		4	I _b	5	133.3~169.8	6.45~8.14
417-W005	石英	11	I _a	5~20	176.2~229.7	6.59~9.86
		2	I _b	5~10	182.7~192.3	6.16
467-W001	石英	11	I _b	4~8	151.3~196.7	1.74~7.02
		5	I _a	5~10	200.3~279.1	5.86~7.73
467-W003	石英	8	I _b	4~5	158.6~175.3	1.06~2.57
		10	I _a	7~25	193.2~291.2	5.26~12.16
467-W005	石英	8	I _b	5~8	141.2~188.8	3.71~8.55
		12	I	5~10	158.4~212.1	4.65~11.46

注:测试人:席斌斌,蒋鑫。

III型包裹体显微测温学研究:该类包裹体中子矿物的含量变化比较大,子矿物形态多不规则。子矿物含量较少的包裹体低温相变行为与I型包裹体相似,升温至爆裂时仍不见子矿物熔化,说明子矿物很可能是I型包裹体形成过程中偶然捕获的矿物颗粒。

2.3 包裹体爆裂法研究

包裹体爆裂法是指将单矿物或岩石颗粒粉碎到一定粒度后,对其进行加热使包裹体爆裂,同时利用声学、电学仪器对包裹体的爆裂脉冲数(包裹体爆裂的次数)以及爆裂温度进行记录。与均一法相比,爆裂法具有经济、方便、快速及在短时间内获得大量数据的优势。但是由于爆裂法的影响因素多,如包裹体的大小,主矿物的粒度、解理、裂隙等。因此爆裂法在西方国家的应用“几乎被摒弃”(Rodder, 1984)。但是笔者认为如果选用灵敏度高的仪器、严格地控制实验条件并通过包裹体显微测温法对爆裂结果进行验证,还是能够得到比较令人信服的结果。

本次研究采用中国科学院地质与地球物理研究所研制的DT-4型包裹体爆裂仪,该仪器具有灵敏度高、数据可靠、抗干扰能力强等优点。在正式测温之前,笔者进行了爆裂法测温的条件实验。最后确定取样量为20mg,粒度为40~80目。在此条件下,能够使爆裂曲线峰高明显,又能有较好的重现性。爆裂曲线的起爆温度的取值一直没有统一的标准,易受人为因素的影响。本次研究采用拐点取值,当开始起爆的温度与拐点温度相差达30°时,可辅以大量起爆温度的原则(周师立,1988),最大可能地避免人为因素的影响。

表2 II型包裹体显微测温结果

Table 2 Microthermometry data of II fluid inclusions

样品号	主矿物	个数	φCO ₂ (%)	t _{mCO₂} (°C)	t _{mcl} (°C)	t _{hCO₂} (°C)	t _{htot} (°C)	t _d (°C)
367-W001	石英	1	35	-61.9	-8.3	-22.2	302.8	
367-W004	石英	5	25~95	-61.4~-66.8	-7.2~-9.2	-12.2~-22.1	245.5~252.5	285.0~305.7
367-E006	石英	10	15~90	-61.4~-63.6	-6.5~-7.9	-17~-28.5	245.5~303.0	300.2~340.1
417-W003	石英	2	12~40	-61.3~-62.5	-9.3~-9.9	-17.5~-19.35		275.0~300
417-W005	石英	5	15~70	-63.5~-64.7	-6.8~-8.6	-20.0~-27.8	274.1~330.6	268.2~367.8
467-W001	石英	1	85	-56.6	-8.5	-21.8		341.2
467-W005	石英	6	25~85	-58~-63.3	-7.2~-9.3	-19.6~-28.3	284.1~324.8	285.0~354.0

注:测试人:席斌斌,蒋鑫。

在图 4 中,367 中段的爆裂曲线能较明显地识别出两期包裹体,第一期包裹体的起爆温度为 183℃,第二期爆裂温度为 350℃。417、467 和 517 中段也存在两期,但是第一期包裹体的起爆温度难以识别。367、417 和 467 中段的第二期包裹体的起爆温度比较接近 350℃,而 517 中段第二期包裹体的起爆温度较前 3 个中段要低,为 322℃。4 个中段样品在 573℃(α - β 石英转变温度)左右时均有较明显的峰值。

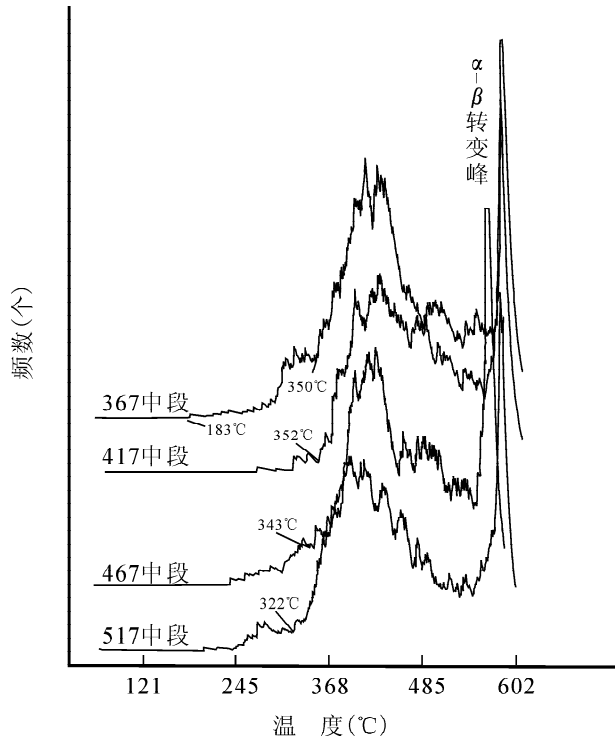


图 4 石英脉中包裹体爆裂曲线图

Fig. 4 Decrepitation curves of fluid inclusions in quartz vein

为了验证爆裂曲线上爆裂峰产生的原因,笔者选取 367 中段的样品在 THMSG-600 型冷热台上进行了包裹体爆裂温度的测试,表 3 表明 I_b 型包裹体爆裂温度多在 275~300℃,也有个别个体较小($\leq 10\mu\text{m}$)的包裹体爆裂温度可达 350℃。I_a 型包裹体的爆裂温度在 370~390℃之间。而 II 型包裹体的爆裂温度 275~367.8℃。由此可以推断,爆裂曲线第一期包裹体主要是 I_b 型包裹体爆裂所造成;第二期主要是 I_a 和 II 型包裹体爆裂所造成。

2.4 包裹体拉曼光谱分析

为了了解不同类型包裹体的气液相成分特征,本次研究对 I_a 和 II 型包裹体进行了拉曼光谱分析。实验在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室流体包裹体实验室进行,所用仪

表 3 不同类型包裹体爆裂温度表

Table 3 Decrepitation temperature of fluid inclusions

类型	体系	个数	爆裂温度(°C)	
			范围	众值
I _a	H ₂ O-盐	7	250.1~389.5	370~390
I _b	H ₂ O-盐	13	275.4~354.7	275~300
II	H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ -盐	15	275.0~367.8	300~350

注:测试人:席斌斌,施娘华。

器为英国 Renishaw 公司生产的 RM-2000 型显微共焦激光拉曼探针仪。使用 Ar⁺ 激光器,波长 514nm,所测光谱的计数时间为 10 秒,每 1cm⁻¹(波数)计数一次,100~4000cm⁻¹全波段一次取峰,激光束斑大小约 1 μm ,光谱分辨率 2cm⁻¹。根据图 5a、b 所显示的拉曼谱线特征,I_a 型包裹体的气液相成分主要为 H₂O。根据图 5c 所显示的拉曼谱线特征,II 型包裹体气相成分主要由 CO₂ 和 CH₄ 组成,H₂O 的峰不明显;根据图 5d 所显示的拉曼谱线特征,II 型包裹体的液相成分主要为 H₂O。

通过以上分析可知,I 型包裹体主要为 H₂O-盐体系,II 型包裹体主要为 H₂O-CO₂-CH₄-盐体系。

3 流体的演化

大吉山钨矿含矿石英脉中 I 型和 II 型包裹体数量多、个体大、充填度变化大、类型丰富等特征,说明成矿流体经历了复杂、多阶段的演化过程。对包裹体的组合特征及变化规律所进行的研究可以很好地了解成矿流体所经历的演化过程,有利于更深入地了解大吉山钨矿的成矿机制。

3.1 不混溶作用

在大吉山 367、417 和 467 中段的含矿石英脉中有较多的 II 型包裹体分布,该类包裹体的 φ_{CO_2} 变化很大,从 10%~90% 均有发现。其均一温度变化较大,245.5~324.8℃,还有大量的包裹体在均一前发生爆裂;均一方式也因 φ_{CO_2} 不同而不同。以上现象说明该矿区 II 型包裹体很可能是在流体不混溶条件下捕获的,对于不混溶包裹体的判断有四个原则(刘斌,1999): ① 包裹体的成因类型相同,即不混溶包裹体是同一时间,同一成因类型捕获的。② 包裹体的热力学条件相同,即不混溶流体两端元的捕获温度和压力相同。③ 包裹体的容量性质不尽相同,即包裹体的总的流体密度、组分浓度等也不尽相同。④ 包裹体的显微测温和成分分析数据也不尽相同,即包裹体各相所占的体积、均一方式、冷冻行为等是不一致的。通过前文的叙述得知,II 型包裹体的特

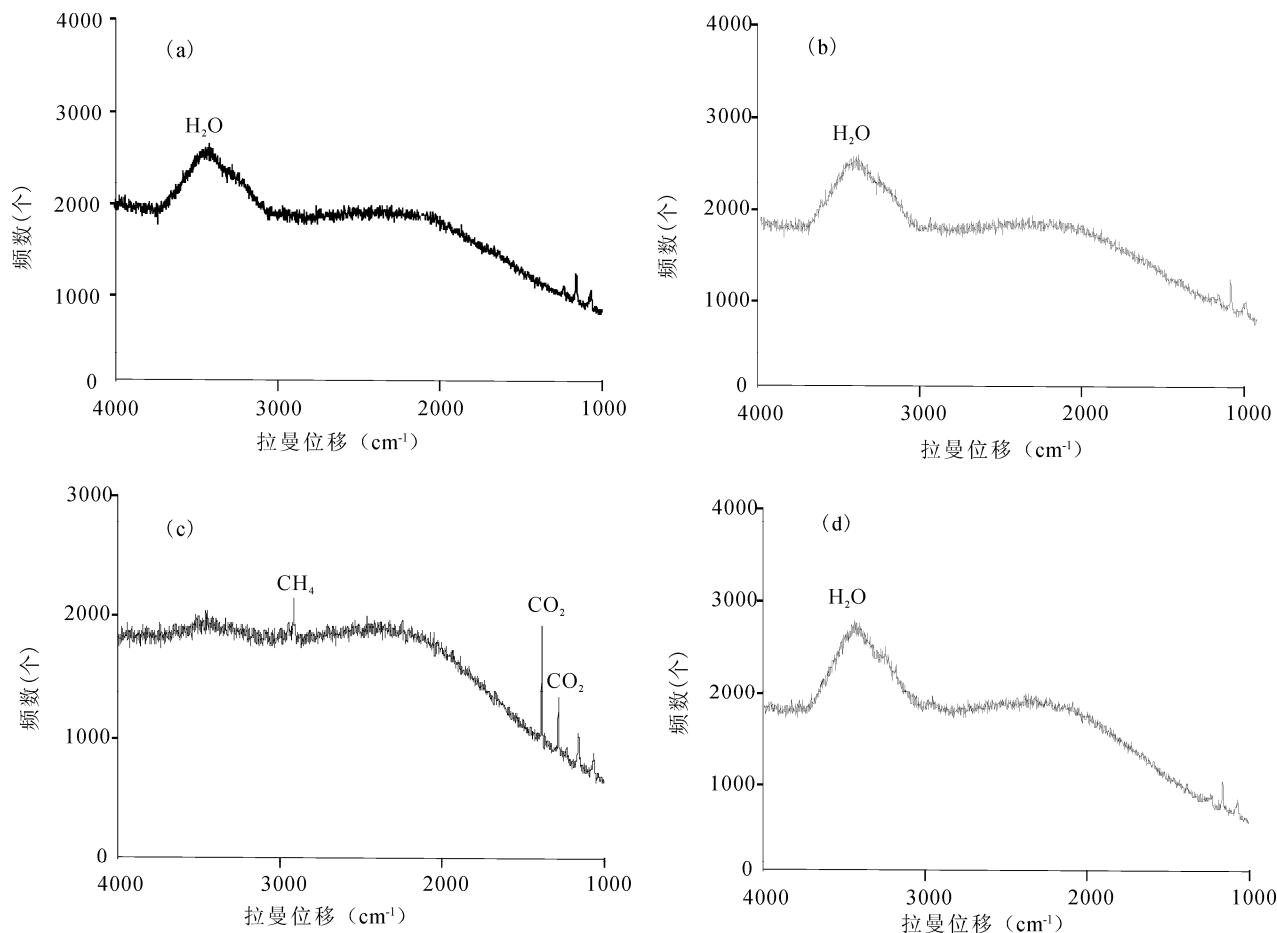


图5 石英中流体包裹体气液相成分激光拉曼图

Fig. 5 Raman spectra of vapor and aqueous composition in the fluid inclusion

- (a)—I_a型包裹体气相成分;(b)—I_a型包裹体液相成分;(c)—II型包裹体气相成分;(d)—II型包裹体液相成分
 (a)—vapor composition of I_a fluid inclusions;(b)—aqueous composition of I_a fluid inclusions;
 (c)—vapor composition of II fluid inclusions;(d)—aqueous composition of II fluid inclusions

征符合①、③和④条,是否为不混溶条件的产物,还需对第②条进行验证。

无论是包裹体的冷冻行为还是拉曼分析都说明,该类型包裹体中除含有CO₂外,CH₄也是包裹体重要的组成部分,但是由于对CO₂和CH₄的含量比值难以测定而且大部分包裹体T_{mCO₂}在-63.5~ -56.6℃之间,与CO₂三相点(-56.6℃)相差不是很大,因此本文在对该类型包裹体进行研究时仍然将其近似地看作H₂O—CO₂—NaCl体系。通过显微测温分析发现,在同一个视域中充填度变化很大的II型包裹体的两个端元组分的均一温度相差很小,在245.5~265℃之间。利用刘斌(1999,2000)提供的状态方程结合Bakker等(2003a、2003b)编写的FLUIDS软件,计算出两个端元包裹体的完全均一压力相差不大,分别为114~117MPa和120~132MPa,与不混溶包裹体判别标准的第(2)条相符

合。说明该矿区的成矿流体发生了不混溶。

3.2 混合作用

根据图2所显示的特征,包裹体的爆裂温度从467中段至517中段突然降低,与均一温度表现出相同的变化趋势。通过镜下观察发现517中段的包裹体个体要比467中段小,个体变小会使爆裂温度增高,因此包裹体形态的变化不是导致爆裂温度降低的原因。另外在517中段对I_a和I_b型包裹体难以区分,这些都表明成矿流体性质由467中段到517中段发生了突变,暗示了流体演化经历了新的过程。在图6中,I_a型包裹体的均一温度和盐度呈线性正相关,该趋势反映了较高盐度、温度的流体与较低温度、盐度的流体发生了混合作用(卢焕章等,2004)。另外517中段含CO₂三相包裹体的突然减少也说明体系由较封闭状态转化为较开放状态,使得CO₂气体能够大量的逃逸同时也有利于大气降水

能够大量的进入与成矿流体发生混合。前人通过稳定同位素研究也证实晚期大气降水的加入(张国新等,1997)。因此大吉山钨矿的成矿流体在演化到晚期与大气降水发生了强烈的混合作用。

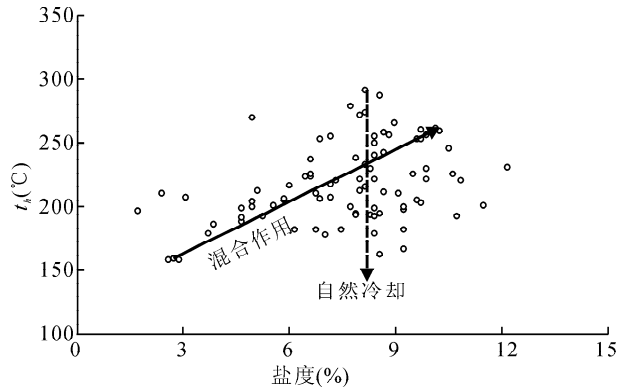


图 6 盐度—均一温度图

Fig. 6 Bivariate plot of salinity vs. homogenization temperature

3.3 自然冷却

由图 6 还可以看出,流体包裹体在盐度变化不大的情况下,有一种温度逐渐降低的趋势,该趋势说明成矿流体还经历了自然冷却的过程,这与从 367 至 467 中段包裹体的均一温度逐渐降低的趋势一致。

因此该矿区的成矿流体在演化过程中经历了不混溶作用、混合作用和自然冷却过程,表示了成矿流体的物理化学条件发生了多次的变化,这些变化很可能是造成钨沉淀的重要原因。

4 成矿流体的捕获压力、温度及矿床形成深度

前人曾对大吉山成矿流体压力进行过探讨,马秀娟(1988)对大吉山钨矿含 CO_2 包裹体利用图解法对成矿压力进行了求解,认为大吉山钨矿成矿流体的压力在 43~100MPa。其在计算压力时利用了 CO_2 液体和 CO_2 气体占整个包裹体的体积比这两个参数。但目前对包裹体中各相所占体积比的计算采用目估的方法,容易产生较大的误差。另外其在对压力进行计算时近似的将成矿流体看作 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系,而忽略了 CH_4 及 NaCl 对体系的影响,以上均说明其所求得的压力可能存在较大的误差。

流体在不混溶条件下捕获的端元流体的均一温度和压力即为捕获温度和压力不需要进行校正(Diamond,1994)。本文已经对 II 型包裹体两端元

组分的均一温度和压力进行了计算,两者的均一温度和压力比较接近,说明所求得的压力比较准确,能够较好地代表成矿流体的压力。不过本文在求压力时仍然用到了 φ_{CO_2} ,而且本文将成矿流体体系近似的看作 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系并没有考虑 CH_4 对流体压力的影响,因此本文所求压力很可能还存在着一定的误差。

该矿区的成矿流体的压力是 114~132MPa,即不混溶条件下捕获的端元流体的均一压力。那么对 367 中段 I_a 型包裹体的等容线进行求解并投图(图 7)知, I_a 型包裹体的捕获温度为 270~358°C,与张国新等(1997)计算的该矿区石英—白云母氧同位素平衡温度值(300~400°C)相近。

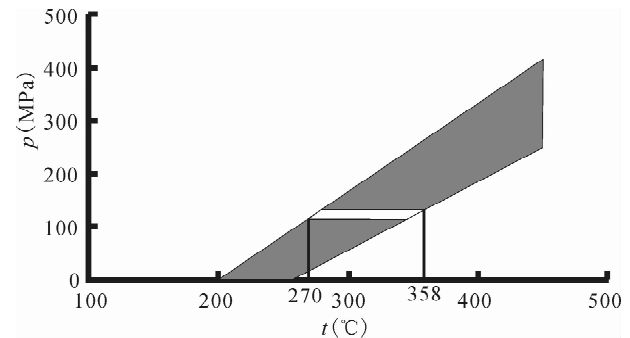


图 7 压力—温度图

Fig. 7 Bivariate plot of pressure vs. temperature

阴影区表示 I_a 型包裹体等容线范围,白色区域表示等容线与 114MPa 和 132MPa 等压线限定的区域

Shadow field represents isochore range of I_a fluid inclusions; white field represents the overlap of I_a fluid inclusions isochore range(shadow field) and the pressure range of 114~132MPa

由于 367 中段成矿流体在形成石英脉时处于较封闭的状态,因而其形成时的压力由流体柱的静水压力(即裂隙中充填的流体)和上覆岩层的静岩压力两部分组成(图 8)。假设流体柱的高度($H_{\text{水}}$)与矿脉的垂向延伸的平均值(0.6km)相等,静水压力梯度($P_{\text{水}}$)为 10MPa/km;上覆岩层深度为 $H_{\text{岩}}$,静岩压力梯度为 27MPa/Km。可列方程: $P_{\text{总}} = P_{\text{水}} \times H_{\text{水}} + P_{\text{岩}} \times H_{\text{岩}}$, $H = H_{\text{水}} + H_{\text{岩}}$ 。代入数据可得, H 约为 4.6~5.3km,与芮宗瑶等(2003)所提出的大脉型钨矿床的产出深度为 4~8km 相一致。

本文在对成矿深度进行计算时,进行了较多的假设,并且当地成矿流体所承受的地压梯度是否与本文一致,还需要进一步地研究验证,因而该结果只能为以后的研究工作提供一个参考,并不能作为准确结论。

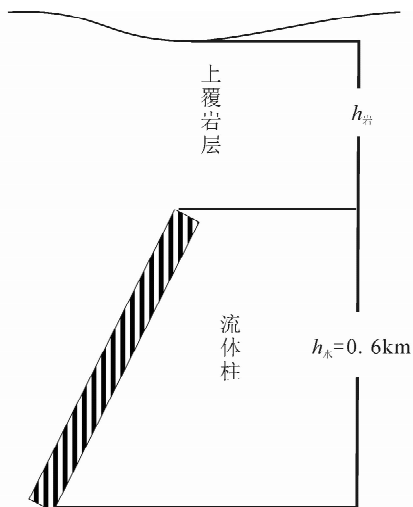


图8 形成深度求解示意图

Fig. 8 Sketch map of the depth calculation

5 成矿流体的来源及演化模型

前文已经对成矿流体的演化过程进行了初步的探讨,通过研究发现流体的演化过程非常复杂,因此对成矿流体的演化过程建立相应的模型能够对该过程有一个整体的认识。要建立模型首先要对成矿流体的来源有充分的了解,前人已经对该矿区进行了较详细的稳定同位素研究,已证实主成矿阶段的成矿流体基本上属于岩浆水,而在成矿晚期以大气降水为主(张国新等,1997)。因此原生的 I_a 和 II 型包裹体主要来源于岩浆热液,次生的 I_b 型包裹体主要来源于大气降水。

从 I_a 和 II 型包裹体的类型截然不同,捕获温度也相差较大,可能反应了两类包裹体来源于不同的岩浆体系并有一定的时间间隔。但是由包裹体的岩相学研究发现,两类包裹体常常共生在一起并没有明显的相互穿插关系,因此其应该是同一期的产物。笔者认为这两类包裹体的组合及温度特征反应了成矿流体来源于同一岩浆热液体系的连续演化,CO₂ 和 CH₄ 在熔体中的溶解度要比 H₂O 小很多 (Nebelek et al, 1997),早期的出溶的岩浆热液含有较多的 CO₂ 和 CH₄ 组分。又由于熔体中溶解的 CO₂ 和 CH₄ 的量有限,因此岩浆热液很快就转化为 H₂O—NaCl 体系。早期的岩浆热液在向上运移的过程中与较冷的围岩接触,温度降低很快,当其温度降低到一定程度时,流体产生了不混溶形成了 II 型包裹体。晚期岩浆热液向上运移形成了 I_a 型包裹体。因为运移通道已经经过早期热液的预热,因而其形成温度要比 II 型包裹体高。又由于两者形成时

间间隔较短,所以在镜下难以区分其形成的先后关系。随着成矿流体的不断向上运移,运移通道由封闭体系逐渐转化为较开放的体系,使得成矿流体中 CO₂、CH₄ 等气相组分大量逸出,而且较多的大气降水沿裂隙渗入与成矿流体发生了混合,部分大气降水和(或)混合后的流体又沿石英脉的微裂隙下渗到 367、417 和 467 中段形成次生的 I_b 型包裹体。该矿区的流体演化过程可以用图 9 表示。

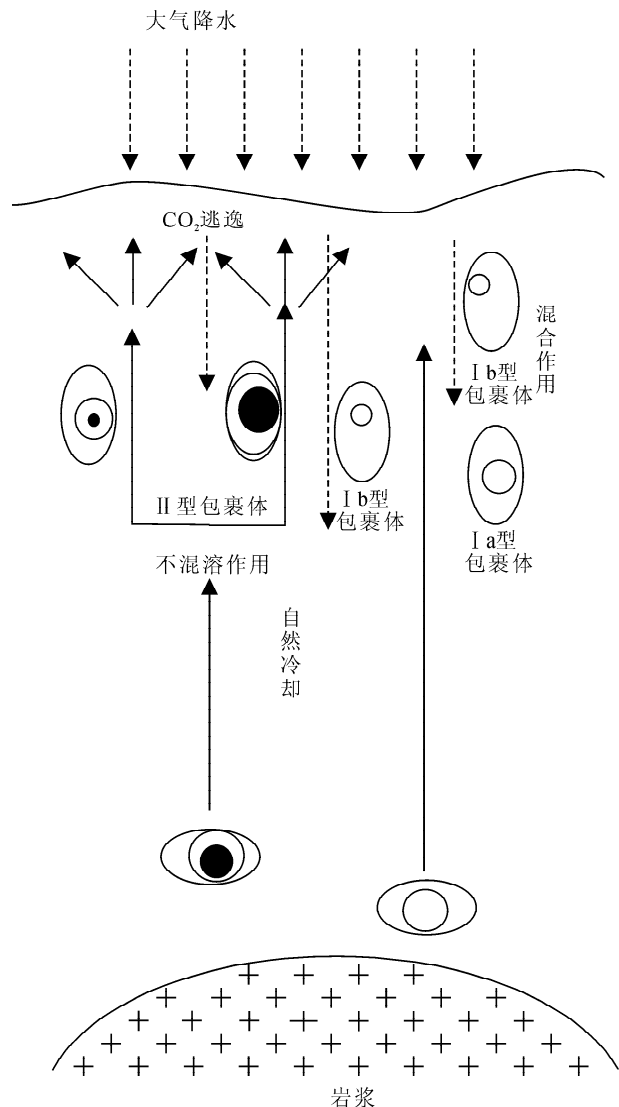


图9 成矿流体演化模型

Fig. 9 Model of ore-forming fluid evolution

6 结论

大吉山钨矿含矿石英脉含有富液、含 CO₂、CH₄ 三相及含子矿物包裹体三种类型。不同类型包裹体之间表现出不同的组合关系,反映流体演化的阶段性。

成矿流体在演化过程中经历了自然冷却、不混溶作用、混合作用等过程,这些过程在大吉山钨矿成矿裂隙中有机地结合在一起,使得成矿流体的物理化学条件不断地改变,从而使得钨不断地沉淀富集成矿。

通过对不混溶作用的产物Ⅱ型包裹体的研究,可以计算出成矿流体的压力为114~132MPa,形成深度约为4.6~5.3km。

参 考 文 献

- 曹钟清. 2004. 大吉山钨钽钨矿床地质特征及找矿模型. 地质与勘探, 40(6):34~37.
- 蒋国豪. 2004a. 氟、氯对热液钨、铜成矿的制约——以江西得兴铜矿、大吉山钨矿为例. 中国科学院地球化学研究所博士论文, 1~100.
- 蒋国豪, 胡瑞忠, 谢桂青等. 2004b. 江西大吉山钨矿成矿年代学研究. 矿物学报, 24(3):253~256.
- 卢焕章, 施继锡, 喻茨玫. 1974. 华南某矿区成岩成矿温度的研究. 地球化学, (3):145~156.
- 卢焕章, 施继锡, 喻茨玫. 1975. 某含钨钽花岗岩成岩成矿温度的研究. 地球化学, (3):210~223.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培等. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 269~282.
- 刘斌. 1999. 流体包裹体热力学. 北京: 地质出版社, 207~249.
- 刘斌. 2000. 流体包裹体计算软件及算例. 北京: 地质出版社, 14~35.
- 马秀娟. 1988. 大吉山钨矿包裹体地球化学研究. 见李荫清, 马秀娟, 魏家秀编. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用. 北京: 科学技术出版社, 61~112.
- 邱检生, McInnes B I A, 徐夕生等. 2004. 赣南大吉山五里亭岩体的锆石 ELA-ICP-MS 定年及其与钨成矿关系的新认识. 地质论评, 50(2):125~133.
- 阙梅登, 夏卫华. 1988. 江西大吉山脉钨矿床矿化富集特征及其机理初探. 地球科学——中国地质大学学报, 13(2):177~185.
- 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.
- 孙恭安, 史明魁, 张宏良等. 1989. 大吉山花岗岩体岩石学、地球化学及成矿作用的研究. 见: 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所编. 南岭地质矿产科研报告集(二). 武汉: 中国地质大学出版社, 326~363.
- 滕建德. 1990. 大吉山矿区矿化垂直带状分布. 矿山地质, 11(2):13~23.
- 周师立. 1988. 爆裂法测温中几个问题的探讨. 江苏地质, (1):51~54.
- 张国新, 谢越宁, 虞福基, 张鸿斌. 1997. 江西大吉山钨矿床不同成矿阶段稳定同位素地球化学. 地球学报, 18(增刊):197~199.
- 张文兰, 华仁民, 王汝成, 李惠民, 陈培荣. 2004. 江西大吉山五里亭花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄及其地质意义探讨. 地质学报, 78(3):352~358.
- 张文兰, 华仁民, 王汝成等. 2006. 赣南大吉山花岗岩成岩与钨矿成矿年龄的研究. 地质学报, 80(7):956~962.
- 朱焱龄, 李崇佑, 林运淮. 1981. 赣南钨矿地质. 北京: 人民出版社, 440.
- Bakker R J. 2003a. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 193:3~23.
- Bakker R J, Brown P E. 2003b. Computer modeling in fluid inclusion research 2003. In Iain Samson, Alan Anderson, et al. (eds). *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada Short Course Volume, 175~212.
- Diamond L W. 1994. Introduction to phase relations of CO₂-H₂O fluid inclusions 2003. In De Vivo B, et al. (eds). *Fluid inclusions in minerals: methods and applications 2003*. IMA Short Course Volume, 131~158.
- Nebelek P, Temes K. 1997. Fluid inclusions in the Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota, USA: Implications for solubility and evolution of magmatic volatiles and crystallization of leucogranite magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61(7):1447~1465.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in mineralogy*, 12:212~220.

Characteristics of Ore-forming Fluid Evolution in Dajishan Tungsten Deposit, Quannan County, Jiangxi

XI Binbin^{1,2)}, ZHANG Dehui¹⁾, ZHOU Limin¹⁾, ZHANG Wenhui¹⁾, WANG Cheng³⁾

1) School of Geosciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083; 2) Wuxi Research Institute of Petroleum Geology; SINOPEC; Wuxi; Jiangsu, 214151; 3) Institute of Eastern China Geological and Mining Organization for non-ferrous metal, nanjing, jiangsu, 210007

Abstract

Dajishan tungsten deposit, located in the Nanling metallogenic province of tungsten and tin, is a famous large tungsten deposit in China. This paper studied No. 25¹³ vein in the Dajishan tungsten vein-type deposit using facieology and microthermometry, and then discusses the evolution and depth of ore-forming fluid. The facieology study on the fluid inclusions reveals a variety of fluid inclusions: aqueous inclusions, bearing CO₂/CH₄ three phases fluid inclusions and bearing daughter mineral fluid inclusions. The assemblage of fluid inclusion are quite complex, with different types of fluid inclusions generally overprinted. It is easy to distinguish between primary fluid inclusion and secondary ones based on their different filling characteristics. Primary fluid inclusions consist of bearing CO₂/CH₄ three phases fluid inclusion or low filling degree aqueous inclusion, while secondary fluid inclusions are high filling degree aqueous inclusion. Microthermometry analysis data indicates that the salinity and homogeneous temperature differ with fluid inclusions types markedly, manifesting a complicated fluid evolution process. The dercepitation temperature curves display that there are two initial dercepitation temperatures which correspond to primary and secondary fluid inclusions respectively. The dercepitation temperature of primary fluid inclusions declines from deep to shallow level. The analysis on the components of primary fluid inclusions using confocal Raman microscopy demonstrates that the ore-forming fluid is H₂O-NaCl or H₂O-CO₂-CH₄-NaCl system. According to microthermometry data, it is identified that ore-forming fluid evolutions in Dajishan tungsten deposit are composed of cooling, immiscibility and mixing processes. Employing microthermometry data of immiscibility fluid inclusions, following conclusions can be drawn on: a) the ore-forming pressure is about 114~132Mpa; and b) the ore-forming depth is about 4.6~5.3 km.

Key words: Fluid inclusions; Homogenization methods; Decreption methods; Ore-forming fluids evolution; Dajishan tungsten deposit