

# 吉林大黑山钼矿床成矿流体地球化学特征及其地质意义\*

李向文<sup>1,2</sup> 王可勇<sup>1\*\*</sup> 钱焱<sup>1</sup> 王献忠<sup>2</sup> 常亮<sup>1</sup> 韦烈民<sup>1</sup> 孙丰月<sup>1</sup>

LI XiangWen<sup>1,2</sup>, WANG KeYong<sup>1\*\*</sup>, QIAN Ye<sup>1</sup>, WANG XianZhong<sup>2</sup>, CHANG Liang<sup>1</sup>, WEI LieMin<sup>1</sup> and SUN FengYue<sup>1</sup>

1. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061

2. 武警黄金部队第三支队, 哈尔滨 150086

1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China

2. No. 3 Gold Geological Party of CAPF, Harbin 150086, China

2012-02-24 收稿, 2013-08-01 改回.

LI XW, Wang KY, Qian Y, Wang XZ, Chang L, Wei LM and Sun FY. 2013. The geochemical characteristics of ore-forming fluids of Daheishan molybdenum deposit and its geological significance, Jilin Province. *Acta Petrologica Sinica*, 29 (9):3173–3182

**Abstract** Daheishan molybdenum deposit is a superlarge porphyry type deposit that occurred in granodiorite-granodiorite porphyry complex of Early Yanshanian Period. Based on mineral assemblages, the mineralization can be classified into four stages, which are I disseminated pyrite ± molybdenite-quartz, II molybdenite-quartz, III pyrite ± chalcopyrite-quartz and IV sulfide-poor quartz respectively. Fluid inclusion study showed that there are halite-bearing three-phase, vapor-rich as well as aqueous two-phase three types of fluid inclusions developed in quartz of mineralization stage I and II, the ore-forming fluids are of medium to high temperature, high salinity NaCl-H<sub>2</sub>O type hydrothermal solutions correspondingly and mainly came from ore-bearing granodiorite porphyry. Only aqueous two-phase type of fluid inclusions were observed in quartz of mineralization stage III and IV, which corresponds to low to medium temperature, low salinity NaCl-H<sub>2</sub>O type hydrothermal solutions and mainly derived from ore-bearing granodiorite porphyry and meteoric water. The geochemical features of ore-forming fluids of Daheishan molybdenum deposit is very different from the NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O type ore-forming fluids of the inner continental porphyry type molybdenum deposit, which implies that Daheishan molybdenum deposit was not formed in inner continental environment, but in active continental margin or arc environment instead.

**Key words** Daheishan molybdenum deposit; Ore-forming fluids; Geochemical characteristics; Porphyry type deposit; Jilin Province

**摘要** 大黑山钼矿床为一产于燕山早期花岗闪长岩-花岗闪长斑岩复式侵入体内的超大型斑岩型矿床,按矿物组合不同,其成矿作用可划分为 I 浸染状黄铁矿±辉钼矿-石英; II 辉钼矿-石英; III 黄铁矿±黄铜矿-石英及 IV 贫硫化物-石英 4 个阶段。流体包裹体研究表明, I、II 矿化阶段石英中主要发育含 NaCl 子矿物三相、富气相及气液两相三种类型的流体包裹体,成矿流体为中高温、高盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液,来源于含矿的花岗闪长斑岩体; III、IV 矿化阶段石英中主要发育气液两相包裹体,成矿流体为中低温、低盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液,来源于花岗闪长斑岩岩浆流体与大气降水混合物。大黑山钼矿床成矿流体地球化学特征与陆内环境下斑岩钼矿床 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 体系型成矿热液有明显区别,暗示其形成于非陆内环境,而是中生代太平洋板块俯冲体制下活动大陆边缘或岛弧环境岩浆活动产物。

**关键词** 大黑山钼矿床;成矿流体;地球化学特征;斑岩型矿床;吉林省

中图法分类号 P618.65

\* 本文受国土资源大调查项目(1212010630708)资助。

第一作者简介:李向文,男,1976年生,工程师,博士生,矿产普查与勘探专业,E-mail: lixiangwensm@sina.com

\*\* 通讯作者:王可勇,男,1965年生,教授,博导,矿床学及矿产普查与勘探专业,E-mail: wangky@jlu.edu.cn

大黑山钼矿床位于吉林省中部永吉县境内,是我国 20 世纪 50 年代发现的一斑岩型矿床,探明储量钼金属量 109 万吨,达超大型矿床规模。矿床产于燕山早期花岗闪长岩-花岗闪长斑岩复式侵入体内,钼矿化主要以浸染状、细脉-浸染状及细脉状等方式产出,具规模大、品位低、适合于露天开采等特点。前人已从矿床地质(沈阳地质局大黑山地质队,1987<sup>①</sup>;吉林省地矿局,2001<sup>②</sup>;周伶俐等,2010)、含矿岩体地球化学特征(张兆昆,1988;史致元等,2008;葛文春等,2007)、矿床地球物理-地球化学场及勘查找矿标志(邓澎令等,1987;史致元等,2008)、成岩成矿时代及形成的大地构造背景环境(王成辉等,2009;葛文春等,2007)等多方面对该矿床进行过研究,提出了矿床形成于中生代太平洋板块俯冲体制下的活动大陆边缘或岛弧环境(葛文春等,2007)、其成因属与燕山早期花岗闪长斑岩侵入体有关的斑岩型钼矿床等认识(沈阳地质局大黑山地质队,1987;吉林省地矿局,2001)。但到目前为止,对该矿床成矿流体地球化学特征、性质及演化问题尚缺乏系统研究。本文目的在于通过对矿区不同成矿阶段及不同矿物组合矿石样品石英中流体包裹体岩相学及显微测温研究,查明其成矿流体地球化学特征,分析和总结成矿流体来源及演化趋势;并通过与国内同类矿床成矿流体特征对比,揭示大黑山钼矿床成矿流体地球化学性质及其所蕴含的地质意义。

## 1 区域及矿床地质

大黑山钼矿床地处华北地台北缘之松嫩地块东南部(图 1a),构造及成矿区划上属吉黑造山带中部、小兴安岭-张广才岭成矿带南段。该区古生代经历了兴-蒙造山带的形成与演化,中生代以来又受到滨太平洋域构造-岩浆活动的强烈叠加改造,致使区内与岩浆活动有关的热液金属成矿作用广泛发育。

区域范围内出露地层主要有下古生界头道沟组、二叠系中统范家屯组及三叠系上统南楼山组。头道沟组多分布于矿区两侧,其岩性下段以浅-中级变质的斜长角闪岩、阳起石岩、黑云母硅质岩、透辉石角岩为主,夹变质砂岩和变质凝灰岩;上段则以变质砂板岩为主,夹变质中酸性火山岩及大理岩透镜体。范家屯组多分布于矿区西南侧,主要岩性为板岩、砂岩,局部夹灰岩透镜体。南楼山组地层则分布广泛,不整合覆盖于头道沟组地层之上,主要岩性为流纹质含砾晶屑岩屑凝灰岩、英安质晶屑凝灰岩夹薄层黑色凝灰质板岩。

区内侵入岩发育,主要有海西期橄榄岩、辉橄岩;中侏罗世二长花岗岩-似斑状二长花岗岩及晚侏罗世花岗闪长岩、花岗闪长斑岩及花岗斑岩等,其中花岗闪长斑岩与成矿关系最为密切。

区内构造活动强烈,所形成断裂以 NNE、NE、近 EW 及 NW 走向为主,它们对区内地层、岩浆侵入体空间分布起着明显的控制作用,尤其是区域性近 EW 及 NNE 向断裂交汇

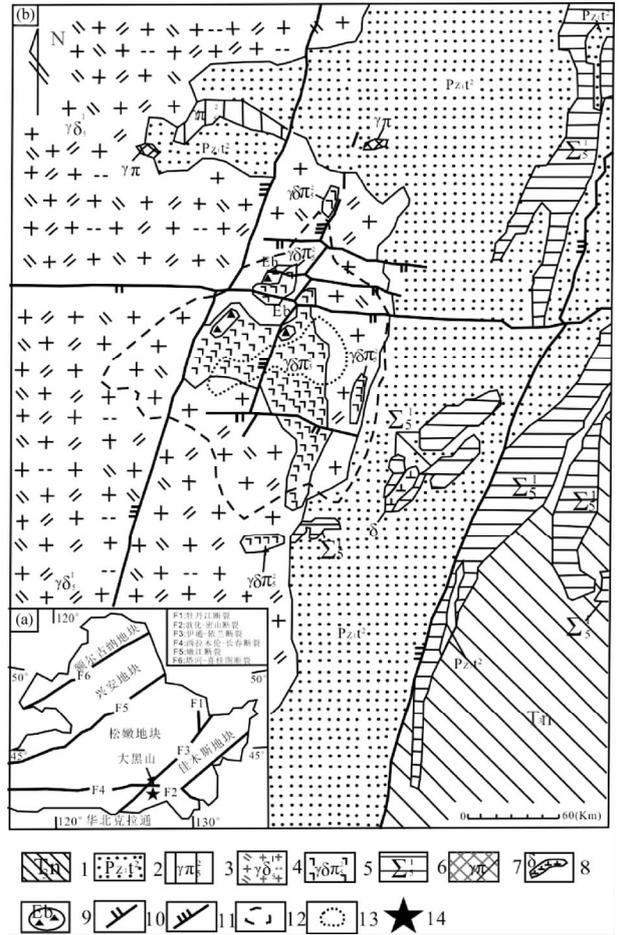


图 1 大黑山钼矿床大地构造位置(a)及矿区地质图(b)(据葛文春等,2007;周伶俐等,2010 资料综合修编)

1-三叠系南楼山组;2-下古生界头道沟组;3-晚侏罗世花岗斑岩;4-花岗闪长岩;5-花岗闪长斑岩;6-晚三叠世超基性岩;7-花岗斑岩脉;8-闪长岩;9-隐爆角砾岩;10-张性断层;11-压性断层;12-钼矿体;13-富钼矿体;14-矿区位置

Fig. 1 The tectonic position (a) and geological map of mining area(b) of Daheishan molybdenum deposit (after Ge *et al.*, 2007; Zhou *et al.*, 2010)

1-Triassic Nanloushan Formation; 2-Lower Paleozoic Toudaogou Formation; 3-Late Jurassic granite porphyry; 4-granodiorite; 5-granodiorite porphyry; 6-Late Triassic ultrabasic rocks; 7-granite porphyry veins; 8-granodiorite; 9-explosive breccia; 10-extensional fault; 11-prezotropy fault; 12-molybdenum ore body; 13-rich molybdenum ore body; 14-location of the studied ore deposit

部位,控制着主要类型岩浆侵入体分布及产出,因此对钼矿床产出起了重要控制作用。

矿区范围内出露地层相对简单,主要有下古生界头道沟

① 沈阳地质局大黑山地质队. 1987. 吉林大黑山储量计算报告

② 吉林省地质矿产局. 2001. 中国主要成矿区带研究(吉林省部分)

组( $Pz_1t$ )及上三叠统南楼山组( $T_3n$ ),空间上多分布于矿区东部(图1b)。其中头道沟组地层紧邻含矿岩体东侧发育,而南楼山组地层则主要分布于矿区东南部,它们构成了晚侏罗世岩浆侵入体的主要围岩。区内断裂构造发育,以北东及近东西走向为主,力学性质多具明显的压扭性特征(图1b)。其中北东向断裂形成相对较早,并被其后形成的近东西向断裂左行切错。两组断裂交汇部位往往控制着区内的火山喷发及岩浆侵入活动,对区内钼矿床的形成起了重要控制作用。

区内岩浆侵入体发育,多分布于矿区西部,由早到晚可划分为黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩及花岗闪长斑岩等三种主要岩石类型(图1b),钼矿化主要发育于花岗闪长岩及花岗闪长斑岩体中。其中,与成矿关系密切的花岗闪长斑岩呈不规则状侵入到花岗闪长岩体内,其长轴呈近南北-北东向展布,出露面积约 $0.6\text{km}^2$ 。岩石学研究表明,花岗闪长岩具中细粒结构、块状构造,主要矿物成分为斜长石( $50\% \sim 60\%$ ) + 石英( $20\% \sim 30\%$ ) + 钾长石( $5\% \sim 10\%$ ) + 黑云母;而花岗闪长斑岩发育明显的斑状结构,斑晶主要为自形-半自形的斜长石及石英,基质为斜长石、石英、黑云母及少量钾长石,副矿物为锆石、磁铁矿及磷灰石等。最新的定年研究结果显示,早期无矿黑云母二长花岗岩锆石 U-Pb 等时线年龄为 $178 \pm 3\text{Ma}$ ,晚期含矿花岗闪长斑岩锆石 U-Pb 等时线年龄为 $170 \pm 3\text{Ma}$ ,表明它们均属燕山早期侏罗系花岗质岩浆侵入活动产物(葛文春等,2007)。

## 2 矿化特征

### 2.1 矿化类型及矿体特征

区内钼矿化主要产于花岗闪长斑岩及邻近的花岗闪长岩体部位,辉钼矿等金属硫化物呈微-细脉状沿岩体内的节理、裂隙分布或呈浸染状方式产出,表现出斑岩型矿化特点。按品位 $0.08\%$ 圈定,工业矿体空间上呈一轴向北东的哑铃体形态展布(卢晋敏等,2007),全长约 $1700\text{m}$ ,平均厚约 $500\text{m}$ ,分布面积约 $2.3\text{km}^2$ 。钼品位自矿体中心向外逐渐降低,最高可达 $1.405\%$ ,平均品位为 $0.066\%$ 。矿体中部钼矿化以细脉浸染状、网脉状方式为主,边部主要呈浸染状形式产出。

### 2.2 矿石特征

按结构构造特点,矿区主要发育浸染型、石英细脉-网脉型、石英脉型及角砾岩型4种矿石类型。矿石中主要工业矿物为辉钼矿,其它金属矿物有黄铁矿及少量的黄铜矿、方铅矿、闪锌矿及磁铁矿等;脉石矿物主要有石英、绢云母、高岭土、斜长石、黑云母、钾长石及少量次生矿物。主要工业矿物辉钼矿多呈弯曲的半自形-他形晶鳞片-叶片状产出。常见矿石结构有自形、半自形-他形结晶结构、交代结构及固溶体分离结构等,常见矿石构造有浸染状、细-网脉状、角砾状及团块状构造等。

### 2.3 成矿阶段划分及围岩蚀变特征

矿区多阶段热液成矿作用特征明显,不同矿化阶段形成的脉体相互穿插。本次工作,在系统的矿体露头观察与地质研究基础上,主要依据矿脉矿物组合差异及其切错关系(图2),将区内钼成矿作用系统划分为: I 浸染状黄铁矿 ± 辉钼矿-石英; II 辉钼矿-石英; III 黄铁矿 ± 黄铜矿-石英及 IV 贫硫化物-石英4个阶段,其中 I、II 阶段为主要的钼成矿阶段。

伴随钼成矿作用的进行,近矿围岩发生明显的多种热液蚀变作用,主要蚀变类型有硅化、高岭土化、绢云母化、钾化及黄铁矿化等。

### 2.4 矿化分带特点

总体来看,大黑山钼矿在金属硫化物类型、矿化方式及围岩蚀变等方面表现出一定的空间分带现象。首先,以花岗闪长斑岩体为中心,围岩蚀变表现出石英钾长石化→石英核-石英网脉→石英绢云母化→黄铁绢英岩化→青磐岩化的蚀变分带现象(王成辉等,2009),钼矿化与各类热液蚀变作用关系密切,主要钼矿体多发育于石英绢云母化带及黄铁绢英岩化带范围内。其次,矿区范围内钼、铜及黄铁矿化呈现一定的分带现象,钼的高含量带( $>0.08\%$ )与黄铁绢英岩化带范围相近,中含量带( $0.04\% \sim 0.08\%$ )位于石英钾长石化及部分石英绢云母化附近,低含量带( $0.02\% \sim 0.04\%$ )主要位于石英绢云母化带。黄铁矿含量从钼的高含量带向外逐渐增高,黄铜矿高含量主要出现于钼的高含量带外缘,而向钼的中、低含量带黄铜矿含量逐渐降低。

## 3 流体包裹体研究

### 3.1 样品采集及研究方法

研究样品主要取自矿体地表露头,按矿物组合及其所代表的成矿阶段不同分别采集较新鲜的矿石样品。本次工作共采集各矿化阶段矿石样品17件。室内磨制成厚约 $0.2 \sim 0.3\text{mm}$ 双面剖光测温片,用丙酮浸泡约 $3 \sim 4\text{h}$ 后清水洗净晾干用于流体包裹体研究。流体包裹体研究工作在吉林大学地球科学学院地质流体实验室完成。包裹体岩相学观察使用仪器为德国 Carl Zeiss Axiolab 显微镜( $10 \times 50$ );流体包裹体测温使用仪器为英国 Linkam THMSG-600 型冷热两用台,测温精度 $<31\text{℃}$ 时为 $\pm 0.1\text{℃}$ , $31 \sim 300\text{℃}$ 区间为 $\pm 1\text{℃}$ , $>300\text{℃}$ 时为 $\pm 2\text{℃}$ 。包裹体测温数据处理利用 MacFlincon 计算程序完成(Brown and Hagemann, 1995)。

### 3.2 流体包裹体岩相学特征

大黑山钼矿床各矿化阶段样品石英中流体包裹体均较为发育,依室温下( $22\text{℃} \pm$ )的相态特征可划分为三种主要类型,各类包裹体岩相学特征如下:

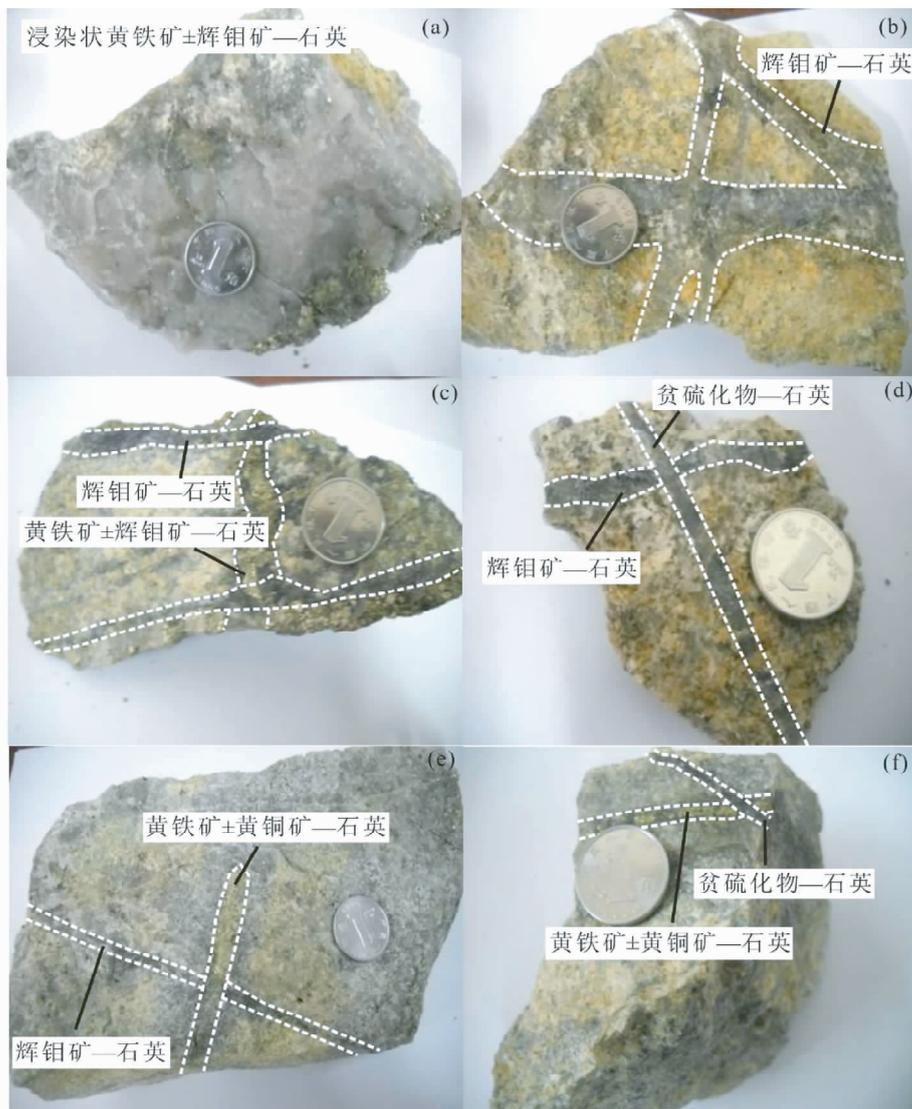


图2 各阶段矿化矿脉穿切关系照片

(a)-浸染状黄铁矿±辉钼矿-石英脉;(b)-辉钼矿-石英脉;(c)-辉钼矿-石英脉穿切浸染状黄铁矿±辉钼矿-石英脉;(d)-贫硫化物-石英脉穿切辉钼矿-石英脉;(e)-黄铁矿±黄铜矿-石英脉穿切辉钼矿-石英脉;(f)-贫硫化物-石英脉穿切黄铁矿±黄铜矿-石英脉

Fig. 2 The photographs of cross-cutting relationships of different mineralization stage veins

(a)-disseminated pyrite ± molybdenite-quartz vein; (b)-molybdenite-quartz veinlets; (c)-molybdenite-quartz vein crosscutting disseminated pyrite ± molybdenite-quartz vein; (d)-sulfide-poor-quartz vein crosscutting molybdenite-quartz vein; (e)-pyrite-chalcopyrite-quartz vein crosscutting molybdenite-quartz vein; (f)-sulfide-poor quartz vein crosscutting pyrite-calcite-quartz vein

SL型:室温下,该类包裹体主要由液相、气泡及固体子矿物三相组成,气液比一般为15%~25%,固体子矿物所占比例一般为20%~25%,个别包裹体中子矿物较小,所占比例仅为15%±。包裹体中固体子矿物一般无色,呈较完好的立方体晶形,据此推测主要为NaCl子矿物。该类包裹体个体一般较小,为6~18μm,形态一般呈椭圆形、长条状等较规则形状。在石英颗粒中,包裹体多随机零星分布,或与其它包裹体共生发育(图3a, d, f)。

LV型:室温下,该类包裹体主要由液相及气泡两相组成,气液比一般较高,为75%~95%,少量相对偏低,为50%

~70%。该类包裹体大小一般为10~25μm,少量个体较小,为7~9μm,其形态一般呈椭圆形、长条形;包裹体颜色总体发暗,暗示其密度较低的特点。在石英颗粒中,该类包裹体多随机成群分布,或与它类包裹体共生发育(图3b, e, f)。

VL型:室温下,该类包裹体主要由液相及气泡两相组成,但气液比一般<50%,多数在25%~40%之间,仅少量为15%~20%或40%~50%。该类包裹体大小一般为6~30μm,形态多为较规则的椭圆形及长条状。在石英颗粒中,该类包裹体多随机分布,或与其它包裹体共生发育(图3c, d, f)。

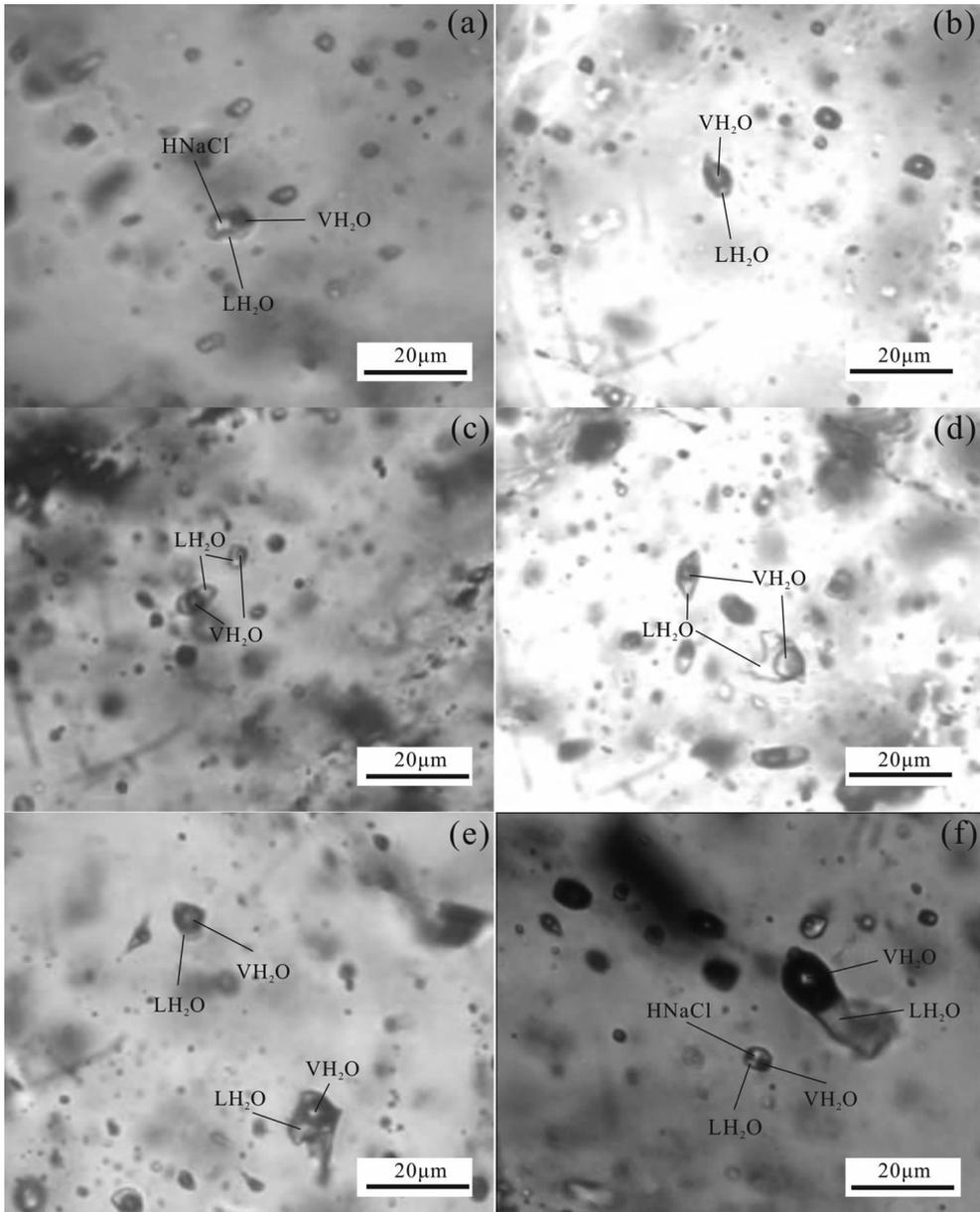


图3 三类流体包裹体显微照片

(a)-含 NaCl 子矿物三相包裹体(SL 型);(b)-富气相包裹体(LV 型);(c)-气液两相(VL 型)及富气相包裹体;(d)-气液两相包裹体(VL 型);(e)-气液两相(VL 型)及富气相包裹体;(f)-含 NaCl 子矿物三相、气液两相及富气相包裹体

Fig.3 The micrographs of the three types of fluid inclusions

(a)-halite-bearing three-phase fluid inclusion(SL);(b)-vapor-rich fluid inclusion(LV);(c)-aqueous two-phase and vapor-rich fluid inclusion;(d)-aqueous two-phase fluid inclusions(VL);(e)-aqueous two-phase and vapor-rich fluid inclusions;(f)-aqueous two-phase and halite-bearing three-phase fluid inclusions

上述三种类型的流体包裹体形态一般较为规则,在石英颗粒中随机分布特征明显,表明多数属原生成因包裹体(Roedder, 1984);也见不同类型包裹体随机成群共生发育现象,反映它们近于同时捕获的事实(图3d, e, f)。

### 3.3 流体包裹体显微测温研究

利用 Linkam THMSG-600 型冷热两用台,对不同成矿阶

段石英中发育的各类流体包裹体进行了显微测温研究,结果见表1和图4。

#### 3.3.1 黄铁矿±辉钼矿-石英

该矿化阶段石英中主要发育 LS、LV 及 VL 三种类型的流体包裹体。冷冻-升温过程中,测得 LV 型包裹体冰点温度为  $-1.8 \sim -3.1^{\circ}\text{C}$ ,据此计算盐度值为 2% ~ 5% NaCleqv, 包裹体均一至气相,均一温度变化范围为  $335 \sim 391^{\circ}\text{C}$  (图4a,

表1 不同矿化阶段石英中流体包裹体测温结果

Table 1 The microthermometric results of fluid inclusions in quartz of different metallogenic stages

矿化阶段	矿物组合	包裹体类型 (观测数量)	大小 ( $\mu\text{m}$ )	气液比 (%)	子矿物比 例(%)	冰点温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )	均一温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )	子矿物熔化 温度( $^{\circ}\text{C}$ )	盐度 (% NaCleqv)	密度 ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )
I	浸染状黄铁矿 $\pm$ 辉钼矿-石英	SL(19)	6~18	15~25	10~25		243~369	243~365	34~44	1.08~1.2
		LV(27)	6~25	55~95		-1.8~-3.1	335~391		2~5	0.51~0.66
		VL(100)	5~20	20~45		-5.0~-12.2	285~386		7~17	0.68~0.89
II	辉钼矿-石英	SL(6)	6~10	15~20	20~25		312~322	312~322	39~40	1.08~1.17
		LV(15)	8~15	65~95		-1.9~-3.1	286~359		3~5	0.63~0.77
		VL(33)	6~25	20~45		-4.1~-8.5	304~356		6~13	0.68~0.85
III	黄铁矿- 黄铜矿-石英	VL(54)	6~25	15~40		-2.1~-5.1	232~379		3~8	0.65~0.86
IV	贫硫化物-石英	VL(61)	5~29	15~45		-1.2~-5.4	239~369		1~9	0.66~0.86

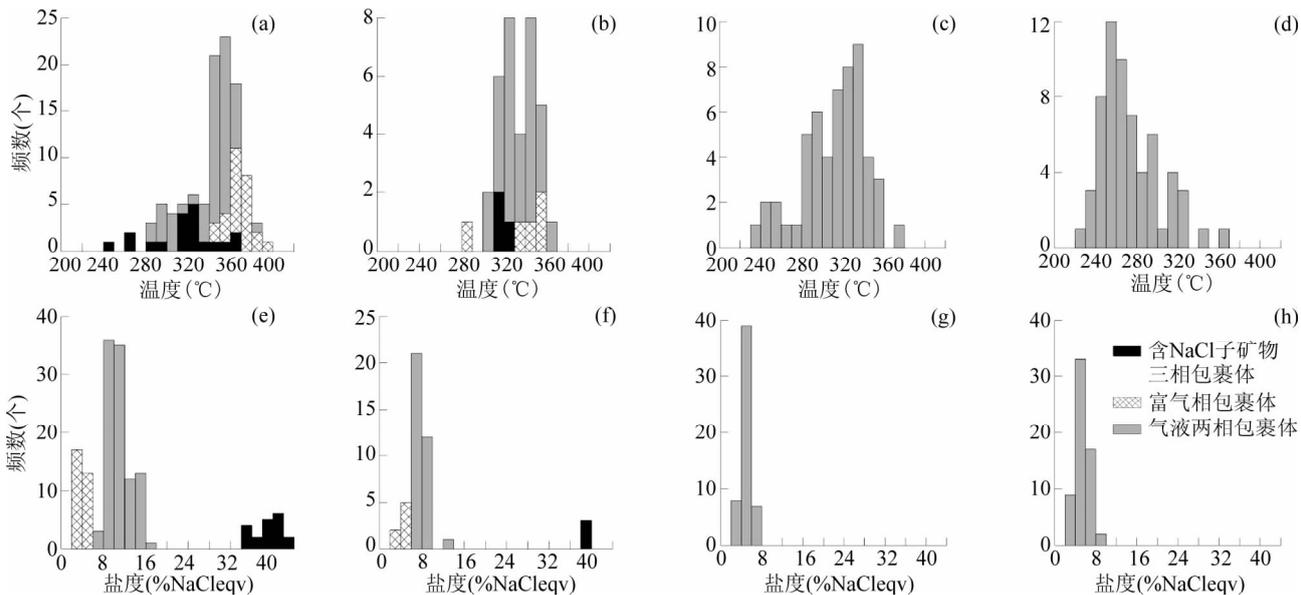


图4 流体包裹体均一温度、盐度直方图

(a, e)-浸染状黄铁矿  $\pm$  辉钼矿-石英; (b, f)-辉钼矿-石英脉; (c, g)-黄铁矿-黄铜矿-石英; (d, h)-贫硫化物-石英

Fig. 4 The histograms of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions

(a, e)-disseminated pyrite  $\pm$  molybdenite-quartz; (b, f)-molybdenite quartz; (c, g)-pyrite-chalcopyrite quartz; (d, h)-sulfide-poor quartz

e), 据均一温度及盐度值, 计算流体密度为  $0.51 \sim 0.66 \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

VL型包裹体冰点温度为  $-5.0 \sim -12.2^{\circ}\text{C}$ , 据此计算盐度值为  $7.82\% \sim 16.15\% \text{NaCleqv}$ , 包裹体均一至液相, 均一温度变化范围为  $285 \sim 386^{\circ}\text{C}$  (图 4a, e), 据均一温度及盐度值, 计算流体密度为  $0.68 \sim 0.89 \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

SL型包裹体在升温过程中表现出三种均一行为, 多数包裹体气泡先于子矿物消失, 部分包裹体子矿物与气泡同时消失, 也有少量包裹体子矿物先于气泡消失。包裹体均一温度变化范围为  $243 \sim 369^{\circ}\text{C}$ , 子矿物溶化温度为  $243 \sim 365^{\circ}\text{C}$ , 据此计算流体包裹体盐度为  $34\% \sim 44\% \text{NaCleqv}$  (图 4a, e), 流体密度为  $1.08 \sim 1.2 \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

### 3.3.2 辉钼矿-石英

辉钼矿-石英脉石英中主要发育 VL 及少量的 LS、LV 型流体包裹体。冷冻-升温过程中, 测得 LV 型包裹体冰点温度为  $-1.9 \sim -3.1^{\circ}\text{C}$ , 据此计算盐度值为  $3\% \sim 5\% \text{NaCleqv}$ , 包裹体均一至气相, 均一温度变化范围为  $286 \sim 359^{\circ}\text{C}$  (图 4b, f), 据均一温度及盐度值, 计算流体密度为  $0.63 \sim 0.77 \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

VL型包裹体冰点温度为  $-4.1 \sim -8.5^{\circ}\text{C}$ , 据此计算盐度值为  $6\% \sim 13\% \text{NaCleqv}$ , 包裹体均一至液相, 均一温度变化范围为  $304 \sim 356^{\circ}\text{C}$  (图 4b, f), 据均一温度及盐度值, 计算流体密度为  $0.68 \sim 0.85 \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

SL型包裹体在升温过程中表现出三种均一行为, 即气

泡先于子矿物消失、子矿物与气泡同时消失及子矿物先于气泡消失。包裹体均一温度变化范围为 312 ~ 322°C, 子矿物溶化温度为 312 ~ 322°C, 据此计算流体包裹体盐度为 39% ~ 40% NaCleqv (图 4b, f), 流体密度为 1.08 ~ 1.17 g·cm<sup>-3</sup>。

### 3.3.3 黄铁矿-黄铜矿-石英脉

石英中主要发育 VL 型流体包裹体。冷冻-升温过程中, VL 型包裹体冰点温度为 -2.1 ~ -5.1°C, 据此计算盐度值为 3% ~ 8% NaCleqv, 包裹体以均一至液相方式为主, 均一温度变化范围为 232 ~ 379°C (图 4c, g), 据均一温度及盐度值, 计算流体密度为 0.65 ~ 0.86 g·cm<sup>-3</sup>。

### 3.3.4 贫硫化物-石英脉

石英中主要发育 VL 型流体包裹体。冷冻-升温过程中, VL 型包裹体冰点温度为 -1.2 ~ -5.4°C, 据此计算盐度值为 1% ~ 9% NaCleqv, 包裹体以均一至液相方式为主, 均一温度变化范围为 239 ~ 369°C (图 4d, h), 据均一温度及盐度值, 计算流体密度为 0.66 ~ 0.86 g·cm<sup>-3</sup>。

## 4 结果分析与讨论

### 4.1 成矿流体地球化学性质

流体包裹体岩相学及显微测温研究结果显示, 大黑山钼矿床主要钼矿化阶段 (I、II) 石英中均发育 SL、LV 及 VL 三种类型的原生流体包裹体, 在石英颗粒中常见三类包裹体共生发育的现象 (图 3f), 且共生的 LV 及 VL 型包裹体均一温度变化范围相近, 前者均一至气相, 后者均一为液相 (图 4a); SL 型包裹体表现出三种均一方式, 尤其存在着较多的子矿物和气泡同时均一于液相的包裹体, 上述特征表明成矿流体为中-高温、高盐度的不混溶 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液 (Roedder, 1984; Drummond and Ohmoto, 1985)。到了黄铁矿-黄铜矿-石英及贫硫化物-石英阶段, 石英中均主要发育较单一的 VL 型包裹体, 并均一至液相, 其均一温度及盐度较主要钼矿化阶段显著降低, 表明成矿流体为简单的中-低温、低盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液。

### 4.2 成矿流体来源及演化

大黑山钼矿床主要钼矿化阶段石英中普遍发育 SL、LV 及 VL 三种类型的原生流体包裹体, 成矿流体为高盐度的 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液, 这与国内外许多斑岩型矿床成矿流体地球化学特征相近 (Cline and Bodnar, 1991; Bodnar, 1995; Phillips and Zhou, 1999; 李荫清, 1985), 一般认为, 此类成矿流体可直接来源于岩浆演化晚期分异热液 (Cline and Bodnar, 1991; Bodnar, 1995; 李荫清, 1985)。本区钼成矿作用与花岗闪长斑岩体关系密切, 工业矿体主要产于花岗闪长斑岩体及其附近花岗闪长岩体内。葛文春等对花岗闪长斑岩体进行了锆石 U-Pb 同位素年龄测定, 结果表明其结晶年龄为 170 ± 3 Ma (葛文春等, 2007); 王成辉等对取自区内不同

产状的多个辉钼矿样品进行了 Re-Os 同位素定年分析, 获得辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 168.2 ± 3.2 Ma (王成辉等, 2009)。由此可见, 区内钼成矿作用略晚于花岗闪长斑岩体侵入, 但在岩浆期后热液作用时限范围之内, 表明花岗闪长斑岩岩浆分异热液可能为成矿作用提供了重要的热液来源。

近年来, 国外大量的岩浆岩熔体包裹体研究成果为了解岩浆分异流体地球化学性状提供了直接证据。已有研究表明, 在贫 CO<sub>2</sub> 及 SO<sub>2</sub>、富 H<sub>2</sub>O 和 Cl 的中-酸性熔浆体系里, 岩浆结晶作用主要分异出富 Cl 流体, 分异流体性质则取决于原始熔浆的成分、初始的 Cl/H<sub>2</sub>O 比值、流体分异时间、流体分异时熔浆结晶程度及所处深度等因素 (Webster, 2004)。岩浆结晶作用可直接分异出高盐度流体 (Webster, 2004; Yang and Bodnar, 2004; Frezzotti, 1992), 也可分异出中等盐度的超临界流体, 或在 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系两相区内分异出高盐度卤水及共存的低盐度、低密度蒸气相 (Webster, 2004; Kamenetsky *et al.*, 1999; Kamenetsky *et al.*, 2002a, b; Roedder, 1992; Lowenstern, 1994; Cline and Vanko, 1995)。本区主要钼矿化阶段石英中发育 SL、LV 及 VL 三种类型的原生流体包裹体, 高盐度含子矿物包裹体与富气相包裹体共生发育, 显示为不均匀的沸腾体系流体特征。因此, 本区成矿流体应是花岗闪长斑岩体侵位于地壳较浅部位, 随着结晶作用进行而在 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系两相区内分异出高盐度卤水及共存的低盐度、低密度蒸气相的结果。

大黑山钼矿床不同成矿阶段流体包裹体岩相学及物理、化学参数特征差异, 反映了由早到晚成矿流体组成与地球化学性质发生了明显变化, 并揭示了其演化趋势。I、II 钼成矿作用阶段, 石英中均发育 SL、LV 及 VL 三种类型的原生流体包裹体, 但由 I → II, SL 及 LV 型包裹体发育数量显著减少, 同类包裹体均一温度、盐度参数略有降低, 密度略显增大 (图 5), 反映了以单一岩浆热液来源为主的成矿流体所经历的自然冷却降温、不混溶作用及矿物质沉淀过程; 而到了 III、IV 阶段, 石英中仅发育 VL 型包裹体, 包裹体均一温度、盐度变化范围大, 从与 I、II 矿化阶段 VL 包裹体相当的较高温、较高盐度向低温、低盐度方向演化, 体现了一种不断与外来大气降水混合的演变趋势 (图 5)。因此, 大黑山钼矿床主要钼矿化阶段成矿流体为不均一的中高温、高盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系岩浆热液, 而向晚期不断有大气降水加入, 导致成矿流体由早到晚, 由以岩浆热液为主逐渐过渡演变为中低温、低盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 型与大气降水混合来源热液。

### 4.3 成矿 P/T 条件

由于不混溶作用的存在, 可以根据不混溶体系包裹体测温结果对钼成矿作用的温、压条件进行限定。I、II 成矿阶段, 由于存在流体不混溶作用, 根据富气相及富液相端元组分包裹体均一温度推断本区 I 阶段钼矿化形成温度为 320 ~ 390°C, II 阶段钼矿化形成温度为 300 ~ 360°C。根据代表性包裹体等容线估算 I 阶段成矿压力为 8 ~ 25 MPa; II 阶段

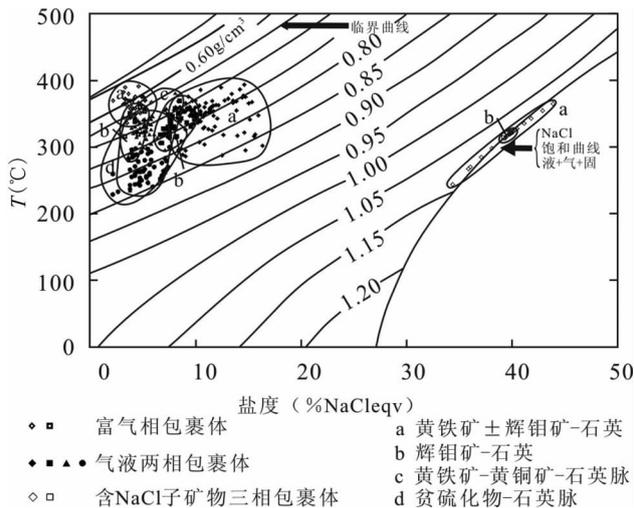


图5 流体包裹体均一温度-盐度-密度图

Fig. 5 The relationship of homogenization temperature, salinity and density of fluid inclusions

(a) -pyrite ± molybdenite; (b) -molybdenite-quartz; (c) -pyrite-chalcocopyrite-quartz; (d) -sulfide-poor quartz vein

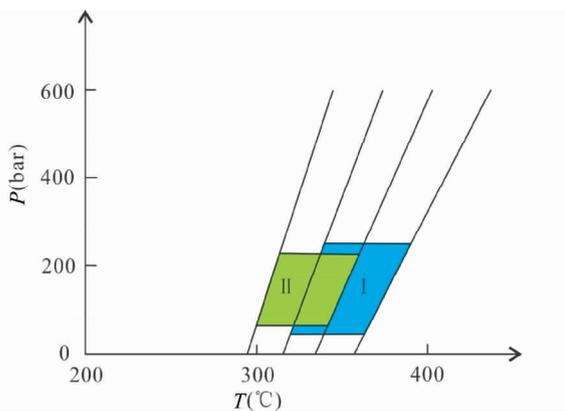


图6 流体包裹体等容线及成矿 P-T 条件

Fig. 6 The isochores of fluid inclusions and ore-forming P-T conditions of mineralization stage I and II

I -mineralization stage I; II -mineralization stage II

成矿压力为 8 ~ 22MPa (图 6)。按照上地壳古地压梯度 0.0265GPa/km, 估算成矿深度约在 0.83 ~ 0.94km 之间。

#### 4.4 与国内同类矿床成矿流体特征对比及其地质意义

斑岩型钼矿床是国内外最重要的钼的工业矿床类型之一,我国大多数的大型-特大型钼矿床也主要为斑岩型矿床,如沿秦岭-大别造山带分布的斑岩钼矿带,产有金堆城、汤家坪、鱼池岭、大银尖及东沟等大型-特大型斑岩钼矿床 (Li *et al.*, 2012, 2013; 杨艳等, 2008; 李诺等, 2009; 王运等, 2009; 杨永飞等, 2011); 沿华北地块北缘西拉木伦河缝合带发育的钼多金属成矿带,产有鸡冠山、敖仑花、碾子沟及小东沟等斑岩钼矿床 (聂凤军等, 2007; 陈伟军等, 2010; 舒启海等, 2009;

张作伦等, 2010)。尽管这些矿床成矿流体均主要来源于岩浆侵入体,但其地球化学特征却存在明显的差异。沿秦岭-大别造山带及西拉木伦河缝合带发育的斑岩钼矿床多数发育气液两相、含 CO<sub>2</sub>、富 CO<sub>2</sub> 及含盐类子矿物包裹体,表明其成矿流体均属 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 体系热液 (杨艳等, 2008; 李诺等, 2009; 王运等, 2009; 杨永飞等, 2011; 聂凤军等, 2007; 陈伟军等, 2010; 舒启海等, 2009; 张作伦等, 2010); 而大黑山钼矿床 4 个成矿阶段石英中均未发现有含 CO<sub>2</sub> 包裹体,其成矿流体属高盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液,与同一成矿带内稍晚形成的小西南盆地金铜矿成矿流体特征相近 (王可勇等, 2010)。产生上述差异的原因,可能与不同构造背景环境成矿岩体源区性质、原始岩浆成分及其演化过程等有直接关系。

秦岭-大别造山带是扬子板块与华北板块陆-陆碰撞造山作用的产物。研究表明,扬子与华北两个板块于晚三叠纪开始全面对接,挤压造山作用高峰期发生在侏罗纪,侏罗纪-白垩纪之交由挤压开始向伸展构造体制转变,其内斑岩钼成矿作用多发生于燕山期晚侏罗-早白垩纪,也即由陆-陆挤压造山向伸展体制转变阶段 (杨艳等, 2008); 沿西拉木伦河缝合带发育的燕山期斑岩钼矿床其构造背景环境也总体认为属古亚洲洋闭合后由陆-陆挤压造山向伸展作用过渡阶段 (武广等, 2009; 舒启海等, 2009)。大黑山钼矿床形成环境与其不同,在古生代末期,东北地区的额尔古纳、兴安、松嫩等地已拼合成一体并与华北克拉通融合,此后其所在的兴蒙造山带东段进入滨太平洋域发展阶段。葛文春等根据岩石地球化学特征分析,认为该矿床形成于太平洋板块俯冲体制下的活动大陆边缘或岛弧构造环境 (葛文春等, 2007)。国内诸多学者都曾注意到不同构造环境斑岩型矿床成矿流体成分及地球化学性质方面的差异,他们提出陆内环境下斑岩型矿床成矿岩体主要源于大陆地壳的部分熔融,陆壳相对于洋壳贫水、贫 Na、Cl 而高 K、富 F、富碳酸盐地层的特点必然使其熔浆分异热液富含 CO<sub>2</sub> (Chen and Wang, 2011; Li *et al.*, 2012; Yang *et al.*, 2012; 陈衍景和李诺, 2009; Chen and Wang, 2011; 杨永飞等, 2010; 李诺等, 2009); 而大洋板块与大陆板块俯冲造山形成的活动大陆边缘及岛弧环境,其岩浆多起源于上地幔或壳-幔边界,原始岩浆多由上地幔物质部分熔融或壳-幔混合作用形成,因此其岩浆分异流体多为贫 CO<sub>2</sub> 的高盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液。这也与大黑山钼矿及其它同处环太平洋成矿带的国内外许多斑岩型铜钼矿床成矿流体均为高盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液的事实相吻合 (Cline and Bodnar, 1991; Bodnar, 1995; Phillips and Zhou, 1999; 李荫清, 1985)。

由此可见,大黑山钼矿床成矿流体为高盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液,明显有别于陆内环境斑岩型矿床,这从另一侧面揭示出其形成于活动大陆边缘或岛弧环境的地球动力学背景,成矿作用与太平洋板块俯冲机制下的幔源或壳幔混源岩浆活动有关。

## 5 结论

根据对大黑山钼矿床地质特征及流体包裹体研究, 可以得出如下结论:

(1) 矿床形成经历了 I 浸染状黄铁矿 ± 辉钼矿-石英; II 辉钼矿-石英; III 黄铁矿 ± 黄铜矿-石英及 IV 贫硫化物-石英 4 个成矿阶段, 其中 I、II 为主要的钼矿化阶段。

(2) I、II 钼矿化阶段石英中均发育 SL、LV 及 VL 三种类型的流体包裹体, 表明成矿流体为高盐度、不混溶的 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液; III 及 IV 阶段石英中主要发育 VL 型较单一类型流体包裹体, 反映晚期成矿流体为较均一的低盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液。根据不混溶体系包裹体均一温度值, 估算 I 阶段钼矿成矿作用温度为 320 ~ 390℃, 压力为 5 ~ 25MPa; II 阶段钼矿成矿作用温度为 300 ~ 360℃, 压力为 8 ~ 22MPa, 成矿深度为 0.83 ~ 0.94km 之间。

(3) I、II 钼矿化阶段成矿流体主要来源于岩浆活动, 是燕山早期花岗岩长斑岩体侵入于地壳浅部, 因冻结作用而在 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系两相区内分异出高温高盐度热液; 其后, 随着大气降水不断加入, 成矿流体逐渐演变成中-低温、低盐度的与大气降水混合来源热液。

(4) 大黑山钼矿床成矿流体为高盐度、不混溶的 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系热液, 与陆内环境下斑岩型钼矿床 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型成矿热液特征明显不同, 揭示出其形成于太平洋板块俯冲体制下活动大陆边缘或岛弧构造环境的地球动力学背景, 矿床形成成为幔源或壳幔混源岩浆热液作用产物。

## References

Bodnar RJ. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: Tompson J(ed.). *Magmas, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course, Vol. 23. Mineralogical Association of Canada, Canada, 139 - 152

Brown PE and Hagemann SG. 1995. MacFlincor and its application to fluids in Archean lode-gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(19): 3943 - 3952

Chen WJ, Liu JM, Liu HT *et al.* 2010. Geochronology and fluid inclusion study of the Jiguanshan porphyry Mo deposit, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 26(5): 1423 - 1436 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ and Li N. 2009. Nature of ore-fluids of intracontinental intrusion-related hypothermal deposits and its difference from those in island arcs. *Acta Petrologica Sinica*, 25(10): 2477 - 2508 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ and Wang Y. 2011. Fluid inclusion study of the Tangjiaping Mo deposit, Dabie Shan, Henan Province: Implications for the nature of the porphyry systems of post-collisional tectonic settings. *International Geology Review*, 53(5 - 6): 635 - 655

Cline JS and Bodnar RJ. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Geophys. Res.*, 96(B5): 8113 - 8126

Cline JS and Vanko DA. 1995. Magmatically generated saline brines related to molybdenum at Questa, New Mexico, USA. In: Thompson

JFH(ed.). *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser., 23: 153 - 174

Deng SL, Yang XD, Huang Q and Chen YX. 1987. The geophysical field features of the Daheishan porphyry molybdenum deposit. *Jilin Geology*, 6(2): 20 - 33 (in Chinese with English abstract)

Drummond SE and Ohmoto H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Econ. Geol.*, 80(1): 126 - 147

Frezza ML. 1992. Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (southeastern Sardinia, Italy). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56(1): 21 - 33

Ge WC, Wu FY, Zhou CY and Zhang JH. 2007. The metallogenic epoch of porphyry Cu, Mo deposits in eastern part of Xingmeng orogenic belt and its geodynamic significance. *Chinese Science Bulletin*, 52(20): 2407 - 2417 (in Chinese)

Li N, Chen YJ, Ni ZY and Hu HJ. 2009. Characteristics of ore-forming fluids of the Yuchiling porphyry Mo deposit, Songxian County, Henan Province, and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 25(10): 2509 - 2522 (in Chinese)

Li N, Ulrich T, Chen YJ, Thomsen TB, Pease V and Pirajno F. 2012. Fluid evolution of the Yuchiling porphyry Mo deposit, East Qinling, China. *Ore Geology Reviews*, 48: 442 - 459

Li N, Chen YJ, Pirajno F and Ni ZY. 2013. Timing of the Yuchiling giant porphyry Mo system, and implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 48(4): 505 - 524

Li YQ. 1985. Evolution mechanism of inclusions and metallogenic pH condition of some major porphyry copper (molybdenum) deposits in China. *Mineral Deposits*, 4(3): 60 - 68 (in Chinese with English abstract)

Lowenstern JB. 1994. Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy. *Am. Mineral.*, 79: 353 - 369

Lu JM, Chen GP and Ding W. 2007. Build-up of three-dimensional ore body model applied in Daheishan molybdenum ore mine. *Mining Engineering*, 5(3): 68 - 70 (in Chinese with English abstract)

Kamenetsky VS, Wolfe RC, Eggins SM, Mernagh TP and Bastrakov E. 1999. Volatile exsolution at the Dinkidi Cu-Au porphyry deposit, Philippines: A melt-inclusion record of the initial ore-forming process. *Geology*, 27(8): 691 - 694

Kamenetsky VS, Davidson P, Mernagh TP, Crawford AJ, Gemmill JB, Portnyagin MV and Shinjo R. 2002a. Fluid bubbles in melt inclusions and pillow-rim glasses: High-temperature precursors to hydrothermal fluids? *Chem. Geol.*, 183(1 - 4): 349 - 364

Kamenetsky VS, van Achterbergh E, Ryan CG, Naumov VB, Mernagh TP and Davidson P. 2002b. Extreme chemical heterogeneity of granite-derived hydrothermal fluids: An example from inclusions in a single crystal of miarolitic quartz. *Geology*, 30(5): 459 - 462

Nie FJ, Zhong WY, Jiang SH and Liu Y. 2007. Geological features and origin of Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit in Hexigten Banner, Inner Mongolia. *Mineral Deposits*, 26(6): 609 - 620 (in Chinese with English abstract)

Phillips GN and Zhou T. 1999. Gold-only deposits and Archean granite. *Society of Economic Geologists News Letter*, 37: 6

Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, Vol. 12. Michigan: Mineralogical Society of American

Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56(1): 5 - 20

Shi ZY, Zhou ZH, Wang YZ, Meng GC, Yang ZG, Yu HW and Li C. 2008. Applied result of geochemical exploration of large-middle Mo deposit in the central part of Jilin Province. *Jilin Geology*, 27(2): 90 - 96 (in Chinese with English abstract)

Shu QH, Jiang L, Lai Y and Lu YH. 2009. Geochronology and fluid inclusion study of the Aolunhua porphyry Cu-Mo deposit in Arhorqin area, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 25(10): 2601 - 2614 (in Chinese with English abstract)

Wang CH, Song QH, Wang DH, Li LX, Yu C, Wang ZG, Qu WJ, Du AD and Ying LJ. 2009. Re-Os isotopic dating of molybdenite from the Daheishan molybdenum deposit of Jilin Province and its

- geological significance. *Rock and Mineral Analysis*, 28(3): 269 – 273 (in Chinese with English abstract)
- Wang KY, Qing M, Sun FY, Wan D, Wang L and Li XW. 2010. Study on the geochemical characteristics of ore-forming fluids and genesis of Xiaoxinancha gold-copper deposit, Jilin Province. *Acta Petrologica Sinica*, 26(12): 3727 – 3734 (in Chinese with English abstract)
- Wang Y, Chen YJ, Ma HW and Xu YL. 2009. Study on ore geology and fluid inclusions of the Tangjiaping Mo deposit, Shangcheng County, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 25(2): 468 – 480 (in Chinese with English abstract)
- Webster JD. 2004. The exsolution of magmatic hydrosaline chloride liquids. *Chemical Geology*, 210(1–4): 33 – 48
- Wu G, Chen Y J, Zhao ZH, Zhao TP, Li ZT and Zhang Z. 2009. Geochemistry, zircon SHRIMP U-Pb age and petrogenesis of the East Luoguhe granites at the northern end of the Great Hinggan Range. *Acta Petrologica Sinica*, 25(2): 233 – 247 (in Chinese with English abstract)
- Yang K and Bodnar RJ. 2004. Orthomagmatic origin for the Ilkwang Cu-W breccia-pipe deposit, southeastern Kyongsang Basin, South Korea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(2): 259 – 270
- Yang Y, Zhang J, Liu JJ, Sun YL, Li J and Yang ZQ. 2008. Hydrothermal metallogeny of the Tangjiaping molybdenum deposit, Henan Province. *Geology in China*, 35(6): 1240 – 1249 (in Chinese with English abstract)
- Yang YF, Li N and Wang LJ. 2011. Fluid inclusion study of the Donggou porphyry Mo deposit, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 27(5): 1453 – 1466 (in Chinese with English abstract)
- Yang YF, Li N and Chen YJ. 2012. Fluid inclusion study of the Nannihu giant porphyry Mo-W deposit, Henan Province, China: Implications for the nature of porphyry ore-fluid systems formed in a continental collision setting. *Ore Geology Reviews*, 46: 83 – 94
- Zhang ZK. 1988. Nonferrous metal deposit types in Jilin Province and the geological features of typical deposits. *Jilin Geology*, 7(2): 102 – 114 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZL, Liu JM, Duan XX and Chen WJ. 2010. Ore-forming fluid geochemistry of Nianzigou molybdenum deposit in Xilamulun molybdenum metallogenic belt, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 26(5): 1375 – 1385 (in Chinese with English abstract)
- Zhou LL, Zeng QD, Liu JM, Zhang ZL, Duan XX, Chen WW, Li YC and Wei JJ. 2010. Mineralization stages and joint distribution regularity of Daheishan porphyry molybdenum deposit in Jilin Province. *Geology and Exploration*, 46(3): 448 – 454 (in Chinese with English abstract)
- Cu, Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义. *科学通报*, 52(20): 2407 – 2417
- 李诺, 陈衍景, 倪智勇, 胡海珠. 2009. 河南省嵩县鱼池岭斑岩钼矿床成矿流体特征及其地质意义. *岩石学报*, 25(10): 2509 – 2522
- 李荫清. 1985. 我国几个主要斑岩铜(钼)矿床的包裹体演化机制及成矿 pH 条件. *矿床地质*, 4(3): 60 – 68
- 卢晋敏, 陈广平, 丁威. 2007. 大黑山钼矿三维矿体模型的构建. *矿业工程*, 5(3): 68 – 70
- 聂烽军, 张万益, 江思宏, 刘妍. 2007. 内蒙古小东沟斑岩钼矿床地质特征及成因探讨. *矿床地质*, 26(6): 609 – 620
- 史致元, 周志恒, 王玉增, 孟广才, 杨志光, 于宏伟, 李诚. 2008. 吉林省中部大中型钼矿发现过程中勘查地球化学方法的应用效果. *吉林地质*, 27(2): 90 – 96
- 舒启海, 蒋林, 赖勇, 鲁颖淮. 2009. 内蒙古阿鲁科尔沁旗敖仓花斑岩铜钼矿床成矿时代和流体包裹体研究. *岩石学报*, 25(10): 2601 – 2614
- 王成辉, 松权衡, 王登红, 李立新, 于城, 汪志刚, 屈文俊, 杜安道, 应力娟. 2009. 吉林大黑山超大型钼矿辉钼矿铼-钨同位素定年及其地质意义. *岩矿测试*, 28(3): 269 – 273
- 王可勇, 卿敏, 孙丰月, 万多, 王力, 李向文. 2010. 吉林小西南岔金-铜矿床成矿流体地球化学特征及矿床成因研究. *岩石学报*, 26(12): 3727 – 3734
- 王运, 陈衍景, 马宏卫, 徐友灵. 2009. 河南省商城县汤家坪钼矿床地质和流体包裹体研究. *岩石学报*, 25(2): 468 – 480
- 武广, 陈衍景, 赵振华, 赵太平, 李之彤, 张哲. 2009. 大兴安岭北端洛古河东花岗岩的地球化学、SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和岩石成因. *岩石学报*, 25(2): 233 – 247
- 杨艳, 张静, 刘家军, 孙亚莉, 李晶, 杨泽强. 2008. 河南汤家坪钼矿床流体成矿作用研究. *中国地质*, 35(6): 1240 – 1249
- 杨永飞, 李诺, 王莉娟. 2011. 河南省东沟超大型钼矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 27(5): 1453 – 1466
- 张作伦, 刘建明, 段晓侠, 陈伟军. 2010. 内蒙古西拉沐伦成矿带碾子沟钼矿床成矿流体地球化学特征. *岩石学报*, 26(5): 1375 – 1385
- 张兆昆. 1988. 吉林省有色金属矿床类型及其典型矿床的地质特征. *吉林地质*, 7(2): 102 – 114
- 周伶俐, 曾庆栋, 刘建明, 张作伦, 段晓侠, 陈文文, 李延春, 魏金江. 2010. 吉林大黑山斑岩型钼矿床成矿阶段及含矿裂隙分布规律. *地质与勘探*, 46(3): 448 – 454

## 附中文参考文献

- 陈伟军, 刘建明, 刘洪涛等. 2010. 内蒙古鸡冠山斑岩钼矿床成矿时代和成矿流体研究. *岩石学报*, 26(5): 1423 – 1436
- 陈衍景, 李诺. 2009. 大陆内部浆控高温热液矿床成矿流体性质及其与岛弧区同类矿床的差异. *岩石学报*, 25(10): 2477 – 2508
- 邓彭令, 杨献德, 黄勤, 陈玉新. 1987. 大黑山斑岩型钼矿床地球物理场特征. *吉林地质*, 6(2): 20 – 33
- 葛文春, 吴福元, 周长勇, 张吉衡. 2007. 兴蒙造山带东段斑岩型