

新疆东天山白山钼矿床流体包裹体研究*

项楠^{1,2} 杨永飞³ 吴艳爽¹ 周可法^{1**}

XIANG Nan¹, YANG YongFei³, WU YanShuang¹ and ZHOU KeFa^{1**}

1. 中国科学院新疆生态与地理研究所新疆矿产资源研究中心, 新疆 830011

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 北京大学造山带与地壳演化重点实验室, 北京 100871

1. Xinjiang Research Center for Mineral Resources, Xinjiang, Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Xinjiang 830011, China

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

3. Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China

2012-08-10 收稿, 2012-11-20 改回.

Xiang N, Yang YF, Wu YS and Zhou KF. 2013. Fluid inclusion study of the Baishan porphyry Mo deposit in the eastern Tianshan ore field, Xinjiang Province. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1):146–158

Abstract The Baishan Mo deposit in the eastern Tianshan, Xinjiang Province, is a large-giant porphyry deposit discovered in the eastern Jueluotag tectonic belt. According to paragenesis and crosscutting relationship of the stockworks, ore-forming veinlets in order from early to late are the early quartz-potassic feldspar veinlets, quartz-potassic feldspar-molybdenite veinlets, quartz-molybdenite veinlets, quartz-polymetallic sulfide veinlets and the late stage quartz-carbonate-fluorite veinlets. The hydrothermal quartz in the early quartz-potassic feldspar veinlets mainly contain pure CH₄ (PC-type), CH₄-H₂O (C1-type) and NaCl-H₂O (W-type); these fluid inclusions mainly homogenize at temperatures of 320°C to 420°C, and yield salinities of 1.98% to 8.79% NaCleqv. The quartz-potassic feldspar-molybdenite veinlets contain daughter mineral-bearing (S-type) and W-type fluid inclusions, with homogenization temperatures ranging from 260°C to 400°C and salinities of 1.49% to 8.65% NaCleqv. The quartz-molybdenite veinlets and quartz-polymetallic sulfide veinlets contain W-, S- and C2 (CO₂-H₂O) types of fluid inclusions that are generally homogenized at temperatures of 200°C to 240°C and 140°C to 240°C, with salinities of 2.14% to 8.10% NaCleqv and 0.33% to 10.22% NaCleqv, respectively. The late-stage quartz-carbonate-fluorite veinlets only contain the W-type fluid inclusions mainly which homogenize at 100°C to 160°C, yielding salinities of 0.17% to 4.86% NaCleqv. The estimated pressures range from 105 ~ 221MPa for the early-stage veinlets to 15 ~ 285MPa for the quartz-polymetallic sulfide veinlets. In a word, the ore-forming fluids evolve from high temperature, carbonic and reducing magmatic to low temperature and low salinity meteoric. The decrease of temperature and the reduction of high-valent molybdenum of HMoO₄⁻ result in the precipitation of molybdenite.

Key words Fluid inclusion; Porphyry Mo deposit; Baishan Mo deposit; East Tianshan; Continental collision

摘要 白山钼矿位于东天山觉罗塔格成矿带东段, 是新疆极具代表性的大型-超大型斑岩钼矿。根据矿物共生组合和脉体穿插关系, 脉体发育顺序依次为: 早期石英-钾长石脉、石英-钾长石-辉钼矿脉、石英-辉钼矿脉、石英-多金属硫化物脉和晚期石英-碳酸盐-萤石脉。早期石英-钾长石脉中主要发育纯 CH₄ 包裹体(PC型)、CH₄-H₂O 型包裹体(C1型)和水溶液包裹体(W型), 均一温度集中在 320~420°C, 盐度为 1.98%~8.79% NaCleqv; 石英-钾长石-辉钼矿脉中发育含子晶包裹体(S型)和 W型包裹体, 均一温度集中在 260~400°C, 盐度为 1.49%~8.65% NaCleqv; 石英-辉钼矿脉和石英-多金属硫化物脉发育 W型、S型和 CO₂-H₂O 型包裹体(C2型), 均一温度分别为 200~240°C 和 140~240°C, 盐度分别为 2.14%~8.10% NaCleqv 和 0.33%~10.22% NaCleqv, 不包括不熔子矿物的贡献; 晚期石英-碳酸盐-萤石脉只发育 W型包裹体, 均一温度和盐度明显下降, 分别

* 本文受国家自然科学基金项目(U1139301、U1129302)资助。

第一作者简介: 项楠, 女, 1987年生, 硕士生, 矿床学专业, E-mail: onlynadia@163.com

** 通讯作者: 周可法, 男, 研究员, 数字地质与成矿预测专业, E-mail: zhoukf@ms.xjb.ac.cn

为 100~160℃ 和 0.17%~4.86% NaCleqv。估算的石英-钾长石脉体和石英-多金属硫化物脉形成压力分别为 105~221MPa 和 15~285MPa。成矿流体由高温、富碳质、还原的岩浆流体向低温、低盐度、贫碳质的大气降水热液演化。成矿阶段温度下降，早期流体中的 CH₄ 还原 HMoO₄⁻ 的高价钼，从而形成辉钼矿，可能是导致成矿物质沉淀的重要因素。

关键词 流体包裹体；斑岩钼矿床；白山钼矿床；东天山；大陆碰撞

中图法分类号 P618.65

传统的板块构造-成矿理论认为大洋板块俯冲是导致斑岩型、浅成低温热液型矿床成矿的主要环境，大陆碰撞造山作用不能形成热液矿床（详见陈衍景，2013，评述及其引文）。最新研究表明，大陆碰撞造山过程中可以形成多种类型的成矿系统（陈衍景和富士谷，1992；Chen *et al.*，2004，2005，2007，2012；Pirajno，2009，2013；翟裕生等，2011）。而且，与大洋俯冲体制相比，大陆碰撞体制形成的成矿系统独具特色，使成矿系统可作为甄别区域地球动力学背景的探针（陈衍景等，2007）。例如，大陆碰撞体制的斑岩矿床往往发育含子晶-富碳质的流体包裹体（陈衍景和李诺，2009）。

东天山位于中亚造山带的南缘，其形成演化经历了长期而复杂的大陆裂解、洋壳俯冲、陆壳增生、大陆碰撞、陆内构造变形等地质过程（Xiao *et al.*，2003，2004，2008，2009；Charvet *et al.*，2007），发育了不同构造背景的多种类型的成矿系统（陈衍景，2000；秦克章等，2002；肖文交等，2006，2008；Pirajno，2013）。觉罗塔格成矿带是东天山最重要的

贵金属、有色金属矿床集中区（王京彬等，2006；周涛发等，2010），包括黄山-镜儿泉铜镍矿带、土屋-延东斑岩铜（金钼）矿带、白山-东戈壁斑岩钼矿带、小白石头-沙东钨锡成矿带、石英滩-马庄山-南金山浅成低温热液型金矿带、红云滩-库姆塔格-雅满苏等铁-铜-金矿床和康古尔塔格金矿带等。然而，关于这些矿床的成矿构造背景，则有多种解释。

白山斑岩型钼矿是新勘查的超大型钼矿床，已控制钼资源量为 50 × 10⁴t，远景钼资源量超过 100 × 10⁴t，是研究认识东天山成矿构造演化和成矿规律的良好解剖对象之一。前人集中研究了其地质特征、地球化学和成矿时代等，探讨了矿床成因和构造背景（聂凤军等，2001；Zhang *et al.*，2005；邓刚等，2004；李华芹等，2005，2006；张达玉等，2009），但成矿流体研究相对薄弱。鉴于上述，本文详细的矿床地质研究基础上，系统研究了白山钼矿不同成矿阶段脉体的流体包裹体地球化学特征，揭示了成矿流体性质及其演化特点，确定了成矿物理化学条件。

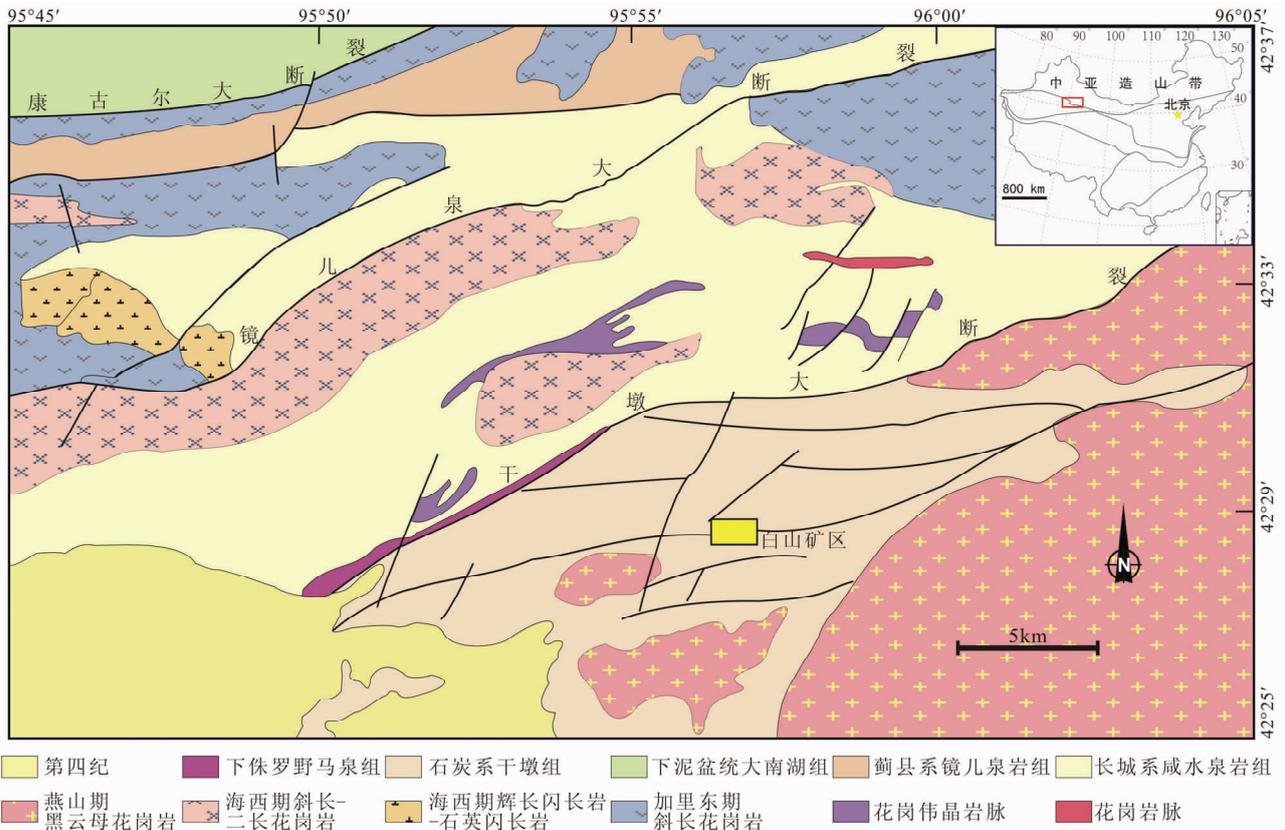


图1 白山钼矿床区域地质图(据邓刚等，2004 修编)

Fig.1 Regional geological map of the Baishan Mo deposit (modified after Deng *et al.*，2004)

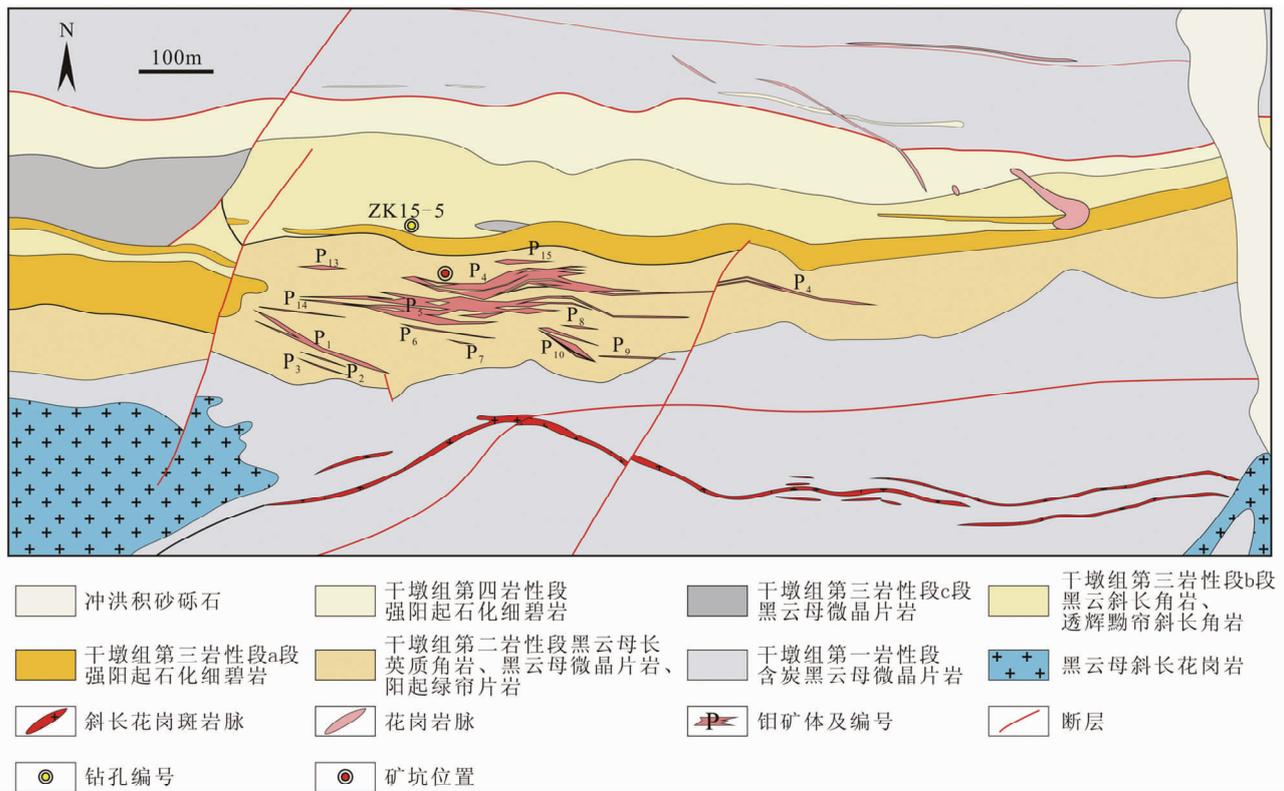


图2 白山钼矿床矿区地质图(据新疆地矿局第六地质大队,2011^①)

Fig.2 Geological map of the Baishan Mo deposit

1 地质背景

白山钼矿床产于塔里木地块北缘东天山康古尔韧性剪切带东段南侧,康古尔-土屋-赤湖-黄山重要成矿带的东延部分。区域出露地层主要为长城系咸水泉岩组斜长变粒岩和含石墨云英岩化云母斜长变粒岩,蓟县系镜儿泉组绿片岩相变质岩,泥盆系大南湖组火山碎屑岩及火山熔岩,下石炭统干墩组二云(黑云)石英片岩、细碧质绿片岩和黑云母长英质角岩,侏罗系野马泉组陆相碎屑沉积岩和第四系冲洪积砂砾石等(图1)。该区断裂构造发育,主要断裂方向以北东向为主,自北西到南东发育康古尔、镜儿泉和干墩大断裂,次级断裂以NNE和近EW向为主(图1)。

区内岩浆岩和脉岩广泛发育,包括分布在康古尔深大断裂以南和干墩大断裂间的加里东期斜长花岗岩、海西期斜长-二长花岗岩、海西期辉长闪长岩-石英闪长岩、花岗伟晶岩、花岗岩脉,以及位于干墩大断裂南侧的燕山期黑云母花岗岩,其中脉岩集中于韧性剪切带和侵入岩附近(图1)。

2 矿床地质

白山钼矿区位于区域性干墩大断裂以南3km,出露地层为下石炭统干墩组,其自下而上分为四个岩性段:第一岩性段为含碳黑云母微晶片岩,第二岩性段为黑云母长英质角岩,第三岩性段为强阳起石化细碧岩、黑云母斜长角岩、透辉黠帘斜长角岩夹黑云母微晶片岩及黑云母微晶片岩,第四岩性段为强阳起石化细碧岩(图2)。干墩组地层在区内呈轴面近乎直立的向斜褶皱,枢纽轴走向为东西向。区内断裂以近东西向为主,局部出现NNE向和NNW向断层。

矿区岩浆岩较为发育,主要有东部的黑云母斜长花岗岩、南侧的赋矿斜长花岗斑岩脉和南西侧的黑云母斜长花岗岩(图2)。已获得南西侧的黑云母斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 $181 \pm 3\text{Ma}$, 含矿石英脉⁴⁰Ar-³⁹Ar 坪年龄为 $182 \pm 1.6\text{Ma}$, Rb-Sr 等时线年龄为 $187 \pm 7\text{Ma}$, 成岩于燕山早期(李华芹等, 2005); 另测得东侧黑云母斜长花岗岩和南侧斜长花岗斑岩脉锆石 U-Pb 年龄分别为 $239 \pm 8\text{Ma}$ 和 $235 \sim 245\text{Ma}$, 成岩于三叠纪(李华芹等, 2006), 表明该区的岩浆活

① 新疆地矿局第六地质大队. 2011. 白山钼矿深部找矿勘查2011年补充设计

动具有多期性,可能存在两期成矿作用。矿体下部发育似斑状二长花岗岩,含有少量浸染状辉钼矿,推测其与成矿关系最为密切。

矿带呈近东西向展布,长约 10km,宽 400 ~ 700m。矿体主要赋存于长英质角岩和黑云母微晶片岩中,呈似层状、透镜状,单个矿体长 100 ~ 2000m,厚 2.31 ~ 43.9m(图 3),钼平均品位为 0.030% ~ 0.106%,平均品位 0.06%(邓刚等, 2004)。矿区热液蚀变特征明显,以钾长石-石英网脉带为中心,向外依次发育黑云母-石英-钾长石化带、石英-绢云母化带、青磐岩化带,主要表现为硅化、钾长石化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化、黑云母化、绢云母化、高岭土化蚀变。矿石中金属矿物主要为辉钼矿,次为黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿及少量闪锌矿和方铅矿等。常见浸染状、细脉状、角砾状、条带状、晶洞状、胶状和土状等构造。

根据矿物共生组合、矿石组构及穿插关系,矿区内几种主要脉体的形成顺序为:(1)早期石英-钾长石脉(图 4a),主要由石英、钾长石等组成,含有少量黄铁矿(图 4b)、磁黄铁矿和黄铜矿等;(2)石英-钾长石-辉钼矿脉(图 4c),是成矿阶段主要发育的脉体类型,钼矿化显著,矿物组合以石英、钾长石和辉钼矿为主,偶见少量斜长石,另发育少量黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、白云母等,少量碳酸盐矿物伴随硫化物沉淀,辉钼矿多呈浸染状或沿脉壁或裂隙呈薄膜状分布;(3)石英-辉钼矿脉(图 4d),金属矿物除辉钼矿外,还含有少量黄铁矿、黄铜矿等,辉钼矿多呈细粒浸染状或放射状集合体产出;(4)石英-多金属硫化物脉(图 4e),基本不含有辉钼矿,矿物组合主要有石英、黄铁矿、黄铜矿、白云母、闪锌矿、方铅矿和少量碳酸盐等,常见硫化物与白云母共生,部分脉体中有早期钾长石残留;(5)晚期石英-碳酸盐-萤石脉(图 4f),常沿裂隙充填,切穿早中期各脉体,基本不含硫化物。

前人已测得的辉钼矿 Re-Os 模式年龄有 224.8 ± 4.5Ma (Zhang *et al.*, 2005)、229 ± 2Ma(李华芹等, 2006)、227 ± 4.3Ma(张达玉等, 2009),黄铁矿 Re-Os 年龄为 225 ± 12Ma (Zhang *et al.*, 2005),表明白山钼矿成矿作用发生在印支期的三叠纪晚期。

3 样品和测试

本次测试样品主要采自位于白山矿区 N42°31'22", E95°56'11.2"的矿坑及钻孔 ZK15-5(图 2、图 3)。选择有代表性的样品进行矿相学和流体包裹体岩相学观察,其中早期石英-钾长石脉 5 件、石英-钾长石-辉钼矿脉 15 件、石英-辉钼矿脉 4 件、石英-多金属硫化物脉 6 件、晚期石英-碳酸盐-萤石脉 2 件。

流体包裹体显微测温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完成,所用的仪器为 Linkam THMS600 冷热台,采用美国 FLUID INC 公司的人工合成流体包裹体标准样品进行冷热台温度标定,

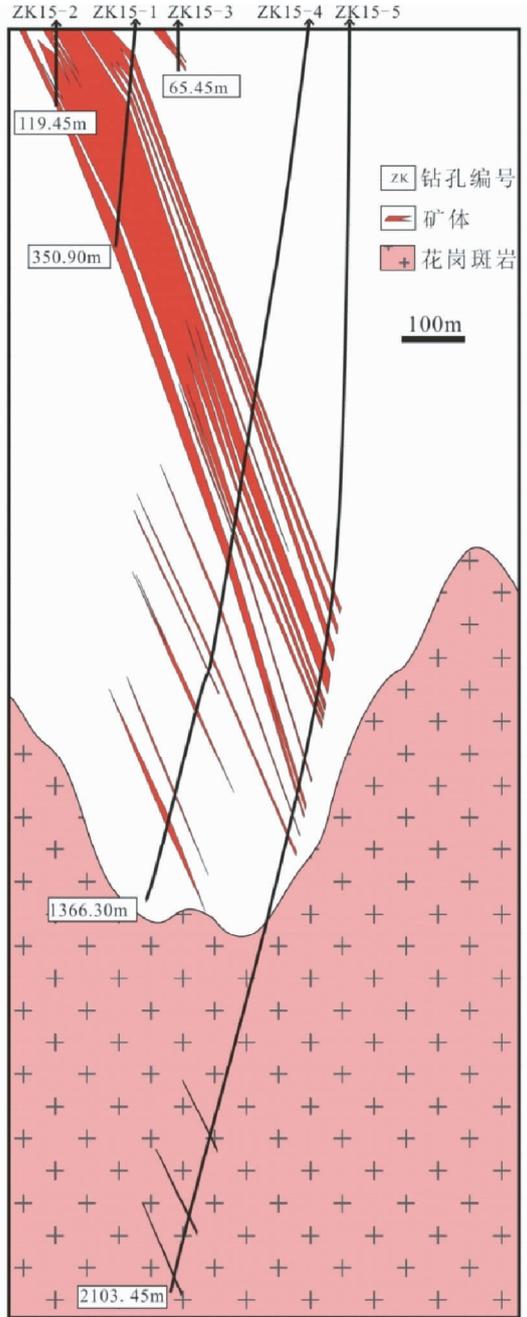


图 3 白山钼矿床 15 线勘探剖面图(据新疆地矿局第六地质大队,2011)

Fig. 3 Geological profiles for prospecting line No. 15 of the Baishan Mo deposit

测温范围为 -196 ~ 600℃,在 -120 ~ -70℃ 温度区间精度为 ±0.5℃、-70 ~ +100℃ 区间精度为 ±0.2℃,100 ~ 500℃ 区间精度为 ±2℃;测温过程中,升温速率一般为 0.5 ~ 5℃/min,相变点附近升或降温速率 < 1℃/min,基本保证了相转变温度数据的准确性。水溶液包裹体的盐度是根据冰点温度和盐度-冰点关系表(Bodnar, 1993)查出;CO₂-H₂O 包裹体的盐度利用 Collins(1979)所提供的办法,由笼合物熔化温

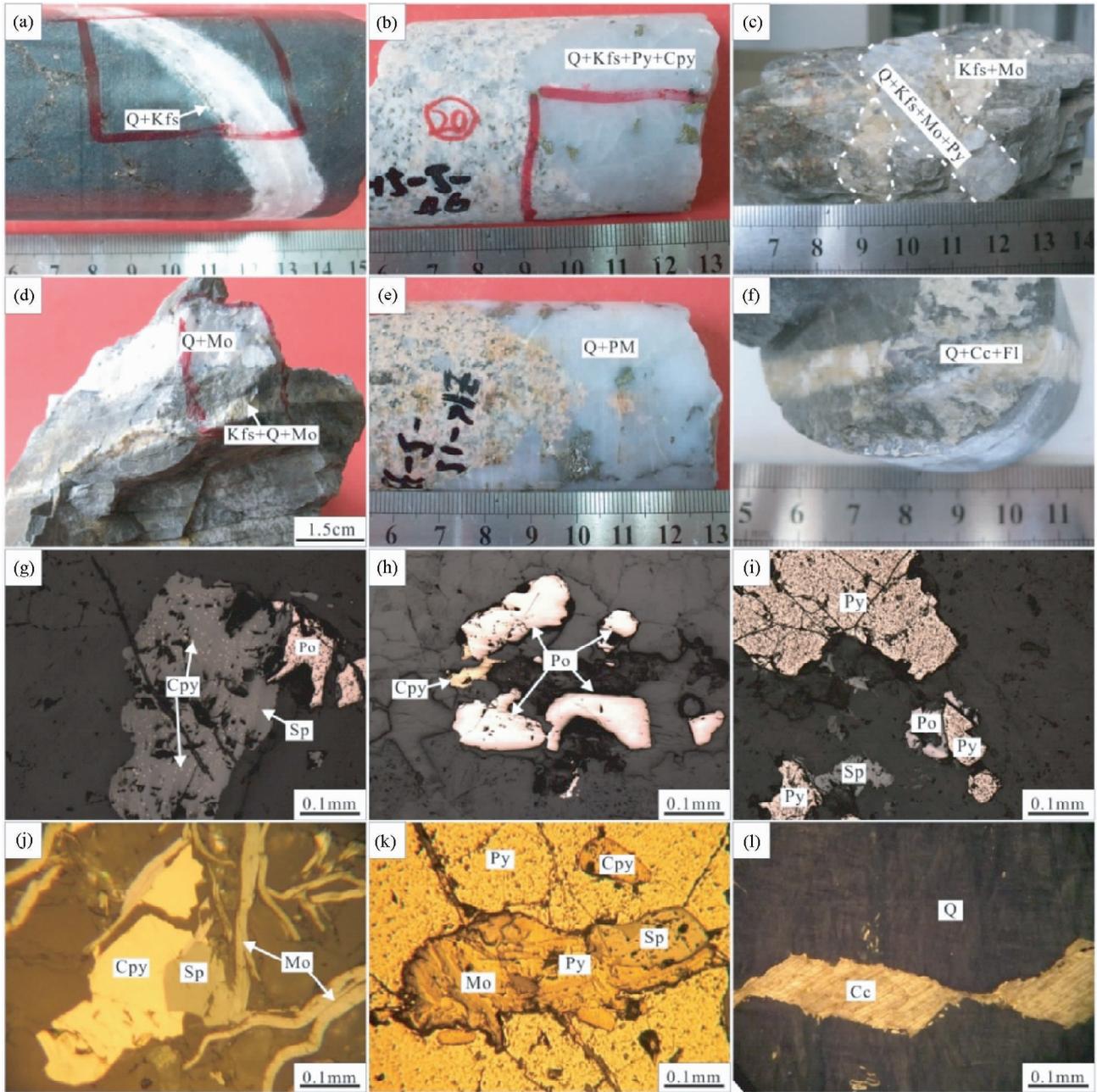


图4 白山钼矿岩相学特征

(a)-早期石英-钾长石脉;(b)-早期石英-钾长石-黄铁矿-黄铜矿脉;(c)-石英-钾长石-辉钼矿-黄铁矿脉穿插钾长石-辉钼矿脉;(d)-石英-辉钼矿脉和石英-钾长石-辉钼矿脉;(e)-石英-多金属脉;(f)-石英-方解石-萤石脉;(g)-闪锌矿中熔离黄铜矿,并与磁黄铁矿共生;(h)-磁黄铁矿与黄铜矿共生;(i)-黄铁矿分别与闪锌矿、磁黄铁矿共生;(j)-片状辉钼矿与黄铜矿、闪锌矿共生;(k)-黄铁矿中包含共生的辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿;(l)-方解石充填石英走滑拉张形成的裂隙。Kfs-钾长石;Cc-方解石;Cpy-黄铜矿;Fl-萤石;Mo-辉钼矿;PM-多金属硫化物;Po-磁黄铁矿;Py-黄铁矿;Q-石英;Sp-闪锌矿

Fig.4 Photographs showing the ore geology of the Baishan Mo deposit

(a)-early quartz-potassic feldspar veinlet; (b)-early quartz-potassic feldspar-pyrite-chalcopyrite veinlet; (c)-potassic feldspar-molybdenite veinlet cut by quartz-potassic feldspar-molybdenite-pyrite veinlet; (d)-quartz-molybdenite veinlet and the quartz-potassic feldspar-molybdenite veinlet; (e)-quartz-polymetallic sulfide veinlet; (f)-quartz-calcite-fluorite veinlet; (g)-the sphalerite-chalcopyrite unmixing texture, coexisting with pyrrhotite; (h)-the pyrrhotite-chalcopyrite mineral assemblage; (i)-the pyrite-sphalerite-pyrrhotite mineral assemblage; (j)-the foliaceous molybdenite, coexisting with chalcopyrite and sphalerite; (k)-the molybdenite-chalcopyrite-pyrite-sphalerite mineral assemblage in pyrite; (l)-calcite filled the cracks of quartz due to the strike-slip extension. Abbreviations: Kfs-potassic feldspar; Cc-calcite; Cpy-chalcopyrite; Fl-fluorite; Mo-molybdenite; PM-polymetallic sulfide; Po-pyrrhotite; Py-pyrite; Q-quartz; Sp-sphalerite

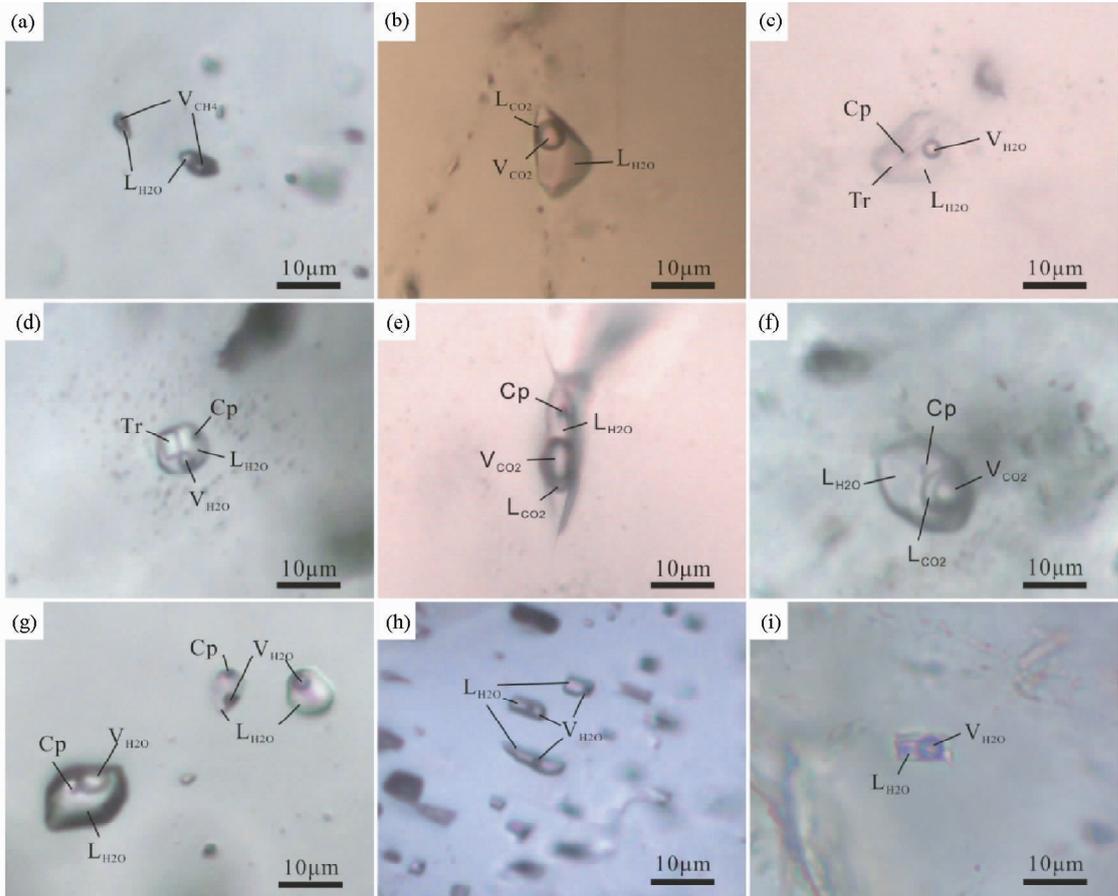


图5 白山钼矿流体包裹体显微照片

(a)-早期石英中含 CH₄ 的富气相 C1 型包裹体；(b)-石英中 C2 型包裹体；(c)-石英中含黄铜矿和针状子矿物的 SW 型包裹体；(d)-石英中指纹包裹体和含黄铜矿及未知透明子矿物的 SW 型包裹体；(e、f)-石英中含黄铜矿矿物的 SC 型包裹体；(g)-石英中 W 型包裹体和含黄铜矿矿物的 SW 型包裹体；(h)-方解石中富液相 W 型包裹体；(i)-萤石中 W 型包裹体。V_{CO₂}-气相 CO₂；L_{CO₂}-液相 CO₂；V_{H₂O}-气相 H₂O；L_{H₂O}-液相 H₂O；Cp-黄铜矿；Tr-未鉴定透明子矿物

Fig. 5 Photomicrographs of fluid inclusions in the Baishan Mo deposit

(a)-CH₄-rich C1-subtype fluid inclusion in early quartz; (b)-C2-subtype fluid inclusion in quartz; (c)-SW-subtype fluid inclusion containing daughter chalcopyrite and an acerosic unknown transparent mineral in quartz; (d)-fingerprint fluid inclusions and SW-subtype fluid inclusion containing daughter chalcopyrite and an unknown transparent mineral in quartz; (e, f)-SC-type fluid inclusion containing daughter chalcopyrite in quartz; (g)-W-type fluid inclusion and SW-subtype fluid inclusion containing daughter chalcopyrite in quartz; (h)-liquid rich W-type fluid inclusion in calcite; (i)-W-type fluid inclusion in fluorite. Abbreviation: V_{CO₂}-vapore CO₂; L_{CO₂}-liquid CO₂; V_{H₂O}-vapor H₂O; L_{H₂O}-liquid H₂O; Cp-chalcopyrite; Tr-unidentified transparent mineral

度($T_{m,clath}$)获得水溶液相的盐度;由于子矿物在加热过程中不熔,S型包裹体根据冰点温度据 Bodnar(1993)的盐度-冰点关系表查出或由笼合物熔化温度利用 Collins(1979)方法计算,未包括未熔化物矿物的贡献,低于实际盐度。水溶液包裹体和 CO₂-H₂O 型包裹体的密度由 Flincor 软件(Brown, 1989)计算获得。

单个包裹体成分的激光拉曼显微探针测试在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成,测试仪器为 RM-1000 型拉曼光谱仪,使用 514.5nm 氩激光器,计数时间为 10s,每 1cm⁻¹(波数)计数一次,50~4000cm⁻¹全波段一次取

峰,激光斑束大小为 2μm,光谱分辨率 ±2cm⁻¹。

4 流体包裹体研究

4.1 流体包裹体岩相学

测试矿物石英、碳酸盐和萤石中的原生包裹体随机孤立或成群分布,亦有大量定向排列的假次生、次生包裹体,呈现热液多期次活动的特点。根据流体包裹体成分及其在室温和冷却升温过程中的相变特征(陈衍景等, 2007),将其分为如下 4 种:

表1 白山钼矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of the Baishan Mo deposit

脉体	矿物	类型	N	T_{m,CO_2} (°C)	$T_{m,d}$ (°C)	$T_{m,ice}$ (°C)	$T_{m,cla}$ (°C)	T_h (°C)	W (wt% NaCleqv)	ρ (g/cm ³)
Q-Kfs	石英	W	172			-5.7 ~ -1.2		173 ~ 527	1.98 ~ 8.79	0.52 ~ 0.94
		C1	51			-5.5 ~ -2		319 ~ 526		
		PC	3			-86.7 ~ -85				
Q-Kfs-Mo	石英	W	175			-5.6 ~ -0.9		122 ~ 464	1.49 ~ 8.65	0.47 ~ 0.98
		SW	1			-3.8		207	6.08	
Q-Mo	石英	W	65			-5.2 ~ -1.3		107 ~ 395	2.14 ~ 8.10	0.60 ~ 1.05
		C2	1	-56.7	29		7.8	375	4.26	0.81
		SW	8			-4.2 ~ -2.4		90 ~ 294	4.07 ~ 5.78	
Q-Sul	石英	W	214			-5.2 ~ -0.2		119 ~ 308	0.33 ~ 10.22	0.60 ~ 0.99
		C2	21	-56.9 ~ -56.6	27 ~ 30.9		7 ~ 10	135 ~ 341	2.96 ~ 5.68	0.91 ~ 1.01
		SW	22			-4.6 ~ -1.7		90 ~ 290	2.79 ~ 7.25	
		SC	5	-56.9 ~ -56.6	30 ~ 30.1		7.1 ~ 8.4	138 ~ 203	3.15 ~ 5.51	
Q-Cc-F	方解石	W	40			-2.6 ~ -0.1		113 ~ 178	0.17 ~ 4.86	0.91 ~ 0.98
	萤石	W	21			-2.2 ~ -0.1		80 ~ 230	0.17 ~ 4.07	0.86 ~ 1.00

注: N 为测试包裹体个数; T_{m,CO_2} 为固相 CO₂ 初熔温度; $T_{m,d}$ 为部分均一温度; $T_{m,ice}$ 为冰点温度; $T_{m,cla}$ 为笼合物熔化温度; T_h 为完全均一温度; W 为盐度; ρ 为密度. 缩写: Q-石英; Mo-辉钼矿; Kfs-钾长石; Sul-硫化物; F-萤石; Cc-碳酸盐

纯碳质包裹体(PC型):在早期石英-钾长石脉中发育,室温下主要为 CH₄ 液相包裹体,在冷冻过程中出现 CH₄ 气泡,与 CH₄-H₂O 型包裹体共生,数量较少,呈椭圆形、不规则形和长条形,长轴长 5 ~ 9 μ m。

富碳质包裹体(C型):按其含碳相成分不同,分为两个亚类:C1 亚类为 CH₄-H₂O 型包裹体,是早期石英-钾长石脉中主要发育的流体包裹体类型之一,多呈椭圆形、长条形和不规则形,长轴长度一般为 5 ~ 12 μ m,室温下表现为两相(V_{CH₄} + L_{H₂O} 或 L_{CH₄} + V_{H₂O}),CH₄ 相颜色较深(图 5a),其所占体积比例变化于在 30% ~ 80%,冷冻过程中可见 CH₄ 呈现两相(V_{CH₄} + L_{CH₄});C2 亚类为 CO₂-H₂O 包裹体,在石英-辉钼矿脉和石英-多金属硫化物脉中发育,多为椭圆形、水滴形和不规则形,长轴长 7 ~ 16 μ m,室温下部分可见典型的“双眼皮”现象(图 5b),即 V_{CO₂} + L_{CO₂} + L_{H₂O},CO₂ 相(V_{CO₂} + L_{H₂O})所占比例在 10% ~ 30% 之间,少数室温下呈两相,即 L_{CO₂} + L_{H₂O} 或 V_{CO₂} + L_{H₂O},冷冻过程中 CO₂ 呈现两相(V_{CO₂} + L_{CO₂})。

水溶液包裹体(W型):室温下多表现为气、液两相(图 5g-i),气液比一般在 5% ~ 20% 之间,少量可达 50% ~ 85%,在各类脉体广泛发育,多呈不规则型、椭圆形和负晶型孤立或成群分布,长轴长度为 4 ~ 14 μ m。

含子矿物多相包裹体(S型):主要于石英-钾长石-辉钼矿脉、石英-辉钼矿脉和石英多金属硫化物脉中,钾长石-石英脉中仅见两例;呈随机孤立分布,多为椭圆形、不规则形和负晶形,长轴长度一般为 5 ~ 10 μ m。按气相成分又可以分为含子矿物的水溶液包裹体(SW型)和含子矿物的碳质包裹体(SC型)。子矿物包括不透明子矿物(图 5e-g)和透明子矿物

(图 5c, d);透明子矿物呈菱形、圆形、针状;不透明子矿物一般呈黑色小圆点,经激光拉曼显微探针分析(见后)表明其为黄铜矿。

4.2 流体包裹体显微测温学

本文对白山斑岩钼矿不同成矿阶段的代表样品中的流体包裹体进行了详细的显微测温分析,获得数据 799 件,结果列于表 1 和图 6,分述如下。

(1)早期石英-钾长石脉的石英中原生包裹体以 W 型和 C1 型为主,可见少量纯 CH₄ 的 PC 型包裹体和 S 型包裹体(仅见两例,测温过程中未测到)。纯 CH₄ 包裹体常温下呈液相,冷冻至 -90°C 左右出现气相 CH₄,回温过程中测得其部分均一温度为 -86.7 ~ -85°C。C1 型包裹体中 CH₄ 所占体积比例一般较大,集中在 50% ~ 80% 之间;其在 -83 ~ -87°C 时部分均一,冰点温度为 -5.5 ~ -2.0°C;升温至 319 ~ 526°C 时,多数包裹体完全均一到气相。W 型包裹体长轴长度一般为 5 ~ 8 μ m,气液比在 10% ~ 80% 之间;冰点温度范围为 -5.7 ~ -1.2°C,对应的盐度变化于 1.98% ~ 8.79% NaCleqv;均一温度为 173 ~ 527°C,主要集中在 360 ~ 380°C 之间;密度为 0.52 ~ 0.94 g/cm³。

(2)石英-钾长石-辉钼矿脉的石英中发育 W 型包裹体和少量 S 型包裹体。W 型流体包裹体气相体积比集中在 5% ~ 30% 之间,冰点温度变化于 -5.6 ~ -0.9°C,对应的盐度为 1.49% ~ 8.65% NaCleqv;升温至 122 ~ 464°C 之间皆完全均一到液相,低温部分可能是后期叠加的结果;密度 0.47 ~

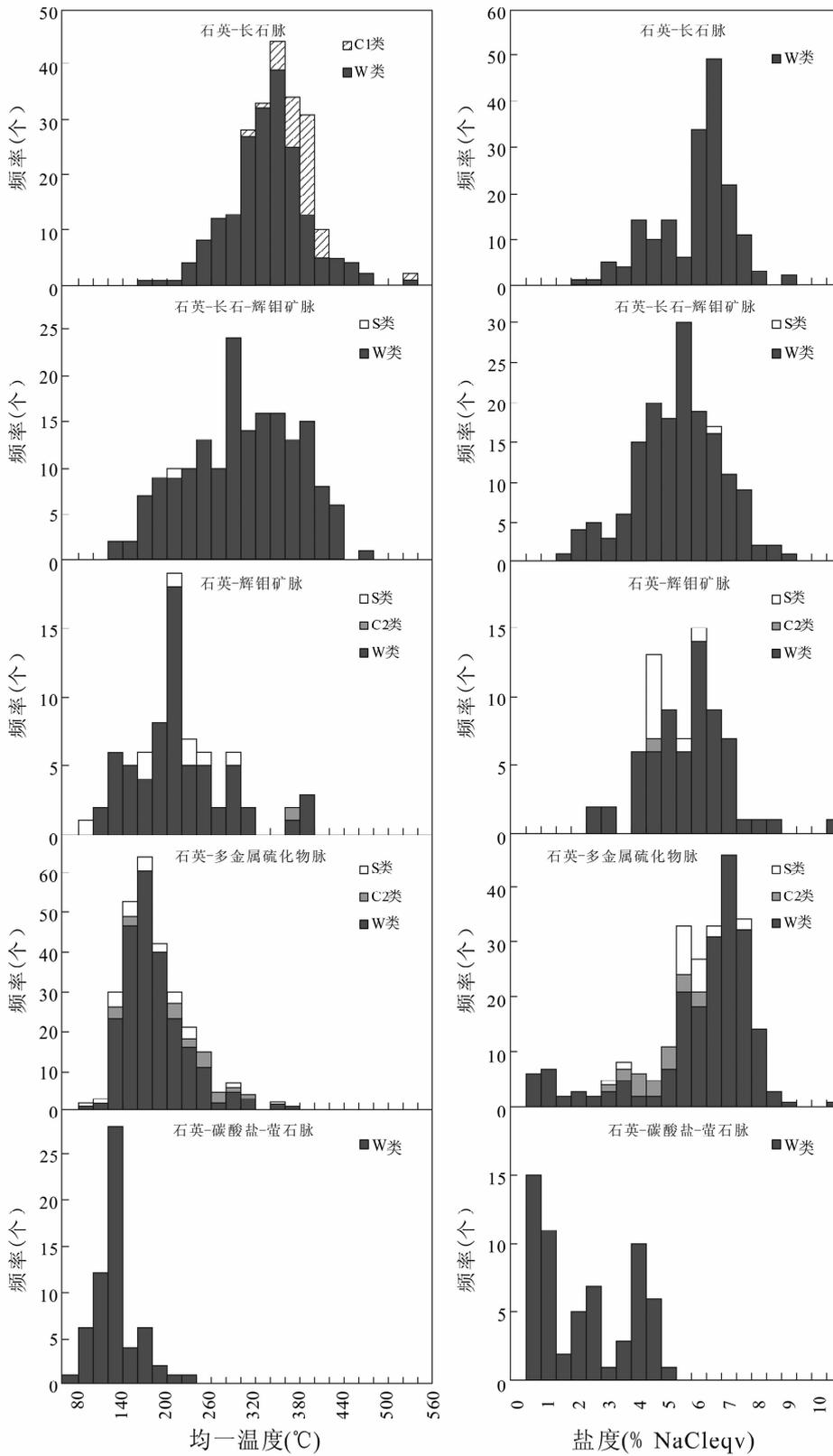


图6 白山钼矿床流体包裹体均一温度、盐度直方图

Fig.6 Histograms showing homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in Baishan Mo deposit

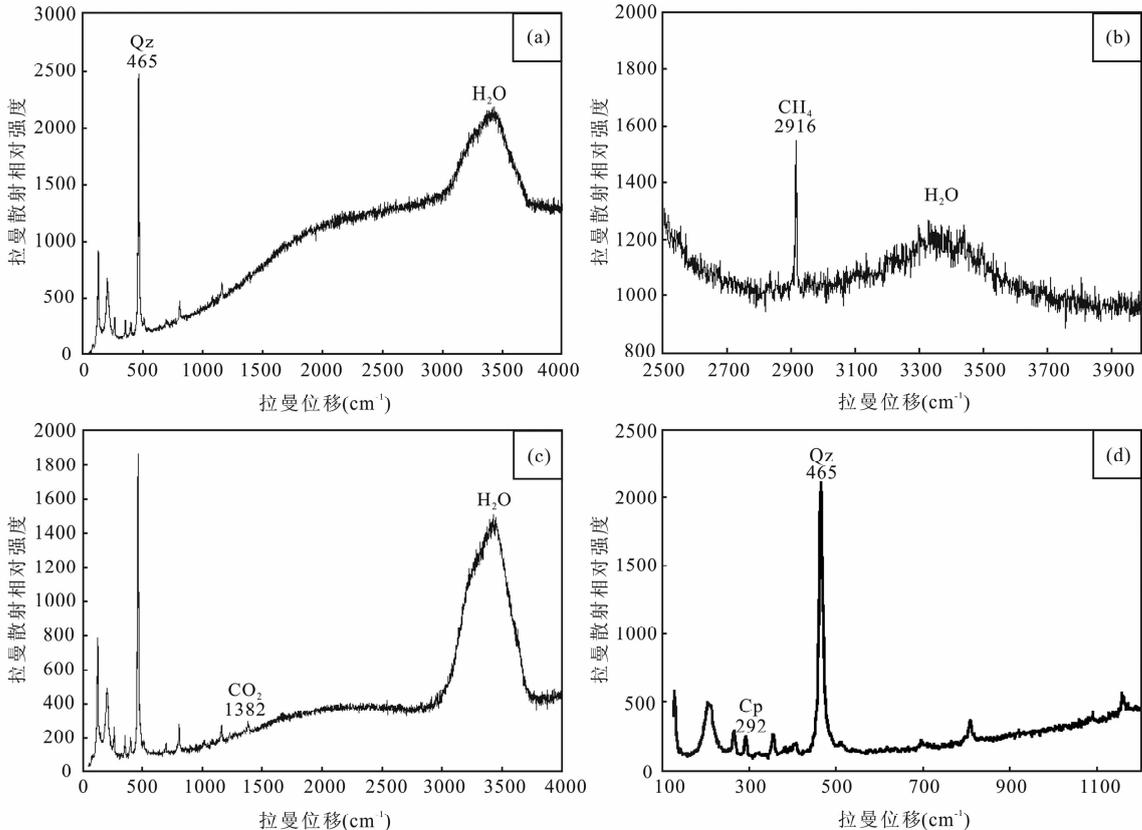


图7 流体包裹体激光拉曼(LRM)图谱

(a)-W型包裹体气液相中H₂O;(b)-C1型包裹体气相中的CH₄和液相的水;(c)-C2型包裹体液相中的H₂O和CO₂;(d)-S型包裹体中的黄铜矿子晶

Fig.7 The LRM spectra of fluid inclusions

(a)-H₂O-spectrum of the W-type fluid inclusion; (b)-CH₄-spectrum of the C1-type fluid inclusion; (c)-CO₂-spectrum of the C2-type fluid inclusion; (d)-daughter chalcopyrite in the S-type fluid inclusion

0.98g/cm³。S型包裹体仅测得一例SW型包裹体,其冰点温度为-3.8℃,盐度6.08% NaCleqv,黑色金属矿物子矿物加热过程中不熔,至207℃时包裹体均一到液相。

(3)石英-辉钼矿脉的石英中主要发育W型包裹体、少量SW型包裹体和C2型包裹体。将C2型包裹体完全冷冻后回温,固态CO₂至-56.7℃初熔,继续升温至7.8℃笼合物融化,计算得其盐度为4.26% NaCleqv;CO₂相在29℃时部分均一到气相,包裹体完全均一温度为375℃;密度为0.81g/cm³。W型包裹体气液比主要集中在10%~30%,冰点温度变化于-5.2~-1.3℃之间,相应盐度值为2.14%~8.10% NaCleqv;均一温度变化于107~395℃,全部均一到液相;密度为0.60~1.05g/cm³。SW型包裹体多孤立分布,子矿物有黑色金属矿物、半透明矿物和菱形透明矿物,升温过程中均未见熔化,测得冰点温度介于-4.2~-2.4℃,相应盐度为4.07%~5.78% NaCleqv;包裹体气液比较小,皆均一到液相,均一温度变化于在90~294℃,少数的低温包裹体可能是后期叠加的结果。

(4)石英-多金属硫化物脉的包裹体主要为W型,其次

为C2型和S型。C2型包裹体在此脉体中较为发育,CO₂相体积占10%~30%冷冻后升温,CO₂固相的初熔温度变化于-56.9~-56.6℃,部分略低于纯CO₂的三相点(-56.6℃),暗示其中可能还含有其他组分,但含量过低致未达到激光拉曼检测限;笼合物消失的温度为7~10℃,相应得其盐度为2.96%~5.68% NaCleqv;CO₂相的部分均一温度在27~30.9℃之间,多均一到气相;完全均一温度变化于135~341℃,全部均一到液相;密度介于0.91~1.01g/cm³之间。W型包裹体的长轴长度为8~14μm,少数可达37μm,冰点温度-5.2~-0.2℃,对应的盐度变化范围较大,为0.33%~10.22% NaCleqv;完全均一温度介于119~308℃之间,均一到液相;密度为0.60~0.99g/cm³。S型包裹体包含黑色黄铜矿子矿物以及其他半透明和透明子矿物,升温都未见熔化;其中SC型流体包裹体数量较少,CO₂固相初熔温度为-56.9~-56.6℃,CO₂相在30~30.1℃部分均一到气相,笼合物在7.1~8.4℃消失,相应的盐度为3.14%~5.51% NaCleqv;完全均一温度为138~203℃,均一到液相;SW型流体包裹体冰点温度范围在-4.6~-1.7℃之间,对应的盐度

范围为 2.79% ~ 7.25% NaCleqv; 完全均一温度为 90 ~ 290℃, 变化范围较大, 均一到液相, 可能受到了后期叠加的影响。

(5) 晚期发育的石英-碳酸盐-萤石脉中的方解石和萤石中仅含 W 型包裹体, 气相体积比例约为 5% ~ 15%, 少数可达 30%。方解石中包裹体多呈不规则和椭圆形, 测其冰点温度为 -2.6 ~ -0.1℃, 对应盐度为 0.17% ~ 4.86% NaCleqv; 完全均一到液相的温度范围在 113 ~ 178℃ 之间; 密度为 0.91 ~ 0.98g/cm³。萤石中包裹体多孤立分布, 冰点温度为 -2.2 ~ -0.1℃, 对应盐度为 0.17% ~ 4.07% NaCleqv; 在 80 ~ 230℃ 完全均一至液相; 密度为 0.86 ~ 1.00g/cm³。

4.3 激光拉曼显微探针分析

激光拉曼显微探针分析结果显示: 各类型包裹体液相成分多以 H₂O 为主, 显示出宽缓的 H₂O 峰(图 7a)。早期石英-钾长石脉中的 C1 型包裹体中含有气相的 CH₄ (特征峰为 2916cm⁻¹) (图 7b); 石英-辉钼矿脉和石英-多金属硫化物脉中的 C2 型包裹体液相除了 H₂O, 还有含有少量液相 CO₂ (特征峰为 1382cm⁻¹) (图 7c); S 型包裹体中不透明子矿物显示 292 cm⁻¹ 的特征峰(图 7d), 表明其为黄铜矿。另有其他不透明子矿物和透明子矿物由于粒度太小无法测试或显示拉曼惰性无法鉴定。

由以上激光拉曼测试结果可知: 早期石英-钾长石脉体阶段为 NaCl-H₂O-CH₄ 体系, 主成矿阶段为 NaCl-H₂O-CO₂ 体系, 晚期石英-碳酸盐-萤石脉体阶段则演变为 NaCl-H₂O 体系。

4.4 成矿压力和深度估计

根据早期石英-钾长石脉中共生的纯 CH₄ 包裹体和水溶液包裹体的均一温度, 石英-多金属硫化物脉中发育的 CO₂-H₂O 包裹体的完全均一温度和 CO₂ 的部分均一温度、均一方式及其所占比例, 通过流体包裹体数据处理 Flincor 程序 (Brown, 1989), 采用等容线交切的方法, 得到早期石英-钾长石脉中包裹体的捕获压力约为 105 ~ 221MPa, 石英-多金属硫化物脉包裹体的均一压力约为 15 ~ 285MPa。

白山钼矿区围岩以片岩和角岩为主, 设岩石密度为 2.7g/cm³。由于斑岩成矿流体系统具有多次流体沸腾、水压破裂和沉淀愈合的特点, 早期流体所处环境一般属于超静岩或静岩压力系统, 若用静岩压力计算, 则石英-钾长石脉形成深度不浅于 3.9 ~ 8.2km; 成矿阶段的石英多金属硫化物脉压力系统则转变为超静岩或静岩压力与静水压力相互转换交替的状态, 若最高压力端元对应静岩压力, 最低压力端元对应静水压力, 其石英-多金属硫化物脉形成深度则约为 1.5 ~ 10.6km。值得说明的是, 由于流体压力要导致围岩破裂, 石英-钾长石脉和石英-多金属硫化物脉阶段最高压力端元往往代表超静岩压力, 故用最高压力端元计算的深度偏大, 不代表实际深度。因此, 我们采用石英-钾长石脉和石英-多金

属硫化物脉最低压力端元进行深度计算, 则白山钼矿床最小的成矿深度约为 1.5 ~ 3.9km。

5 讨论

5.1 流体演化与成矿过程

白山钼矿各类脉体中流体包裹体特征既有相似性也有差异性, 可以很好的反应成矿过程中流体性质的演化规律。早期无矿石英-钾长石脉中流体以高温、发育含 CH₄ 包裹体和少量纯 CH₄ 包裹体为特征, 完全均一温度集中在 320 ~ 420℃ 之间, 盐度为 6.0% ~ 7.0% NaCleqv。石英-钾长石-辉钼矿脉和石英-辉钼矿脉为辉钼矿主要赋存脉体, 其中石英-钾长石-辉钼矿脉完全均一温度相对较高, 集中在 260 ~ 400℃, 石英-辉钼矿脉则集中在 200 ~ 240℃, 相对于早期石英-钾长石脉形成温度有所下降, 但盐度变化不大, 为 4.0% ~ 7.5% NaCleqv; 脉体中主要发育水溶液包裹体, 出现少量含子晶和含 CO₂ 包裹体。石英-多金属硫化物脉中含 CO₂ 包裹体比例有所增加, 流体温度下降至 140 ~ 240℃, 盐度为 5.5% ~ 8.0% NaCleqv, 密度略有升高。石英-钾长石脉、石英-钾长石-辉钼矿脉、石英-辉钼矿脉以及石英-多金属硫化物脉中均发育含子矿物多相包裹体, 表明捕获了一种高盐度成矿流体。晚期石英-碳酸盐-萤石脉中仅见水溶液包裹体, 未出现含 CO₂ 包裹体和含子晶包裹体, 碳酸盐矿物大量沉淀, 均一温度降至 100 ~ 160℃, 流体盐度降低趋势较为明显, 岩浆流体逐渐被低温、较高密度的大气降水所替代。这种流体成分特征和演化规律, 特别是含子晶碳质流体包裹体的大量发育, 被作为大陆碰撞体制及陆内环境岩浆热液成矿系统的鉴别标志(陈衍景等, 2007; 陈衍景, 2010, 2013; 陈衍景和李诺, 2009), 在秦岭-大别地区已有大量报道 (Chen *et al.*, 2009; Chen and Wang, 2011; Li *et al.*, 2012a, b, c; Yang *et al.*, 2012, 2013)。考虑到觉罗塔格成矿带的构造演化历史, 我们认为白山钼矿床应属大陆碰撞体制(含后碰撞)的产物。

白山钼矿主成矿阶段流体中 CH₄ 含量大大减少, 而出现 CO₂ 和碳酸盐, 伴随硫化物沉淀。我们推测, Mo 普遍被认为是以羟基络合物形式运移, 如 HMoO₄⁻ (Zotov *et al.*, 2003; Tesremale *et al.*, 2004; Schmidt *et al.*, 2005; Pokrovski *et al.*, 2006); 考虑是否存在如下反应 4HMoO₄⁻ + CH₄ + 20H⁺ → CO₂ + 4Mo⁴⁺ + 14H₂O, 在石英-钾长石阶段发生黑云母、钾长石等“碱交代”蚀变(胡受奚等, 2002), 流体表现为碱性, 不利于 HMoO₄⁻ 被还原, 而到石英-辉钼矿及石英-多金属硫化物阶段, 矿床发生广泛的绢英岩化蚀变, 流体呈现酸性, 导致上述反应向右进行, 而产生的 Mo⁴⁺ 与 S²⁻ 结合生成辉钼矿沉淀。新疆包古图斑岩 Cu-Mo-Au 矿床也存在着类似的现象, 成矿流体由还原性的 NaCl-H₂O-CH₄ 体系转化为 NaCl-H₂O-CH₄-CO₂ 体系, 从而导致了 Cu-Mo-Au 的沉淀 (Shen *et al.*, 2010)。这一成矿机制, 区别于目前发现的多数斑岩型

Cu-Mo-Au 矿床的成矿流体由早阶段氧化性转变为还原性致使硫化物沉淀的普遍认识 (Fan *et al.*, 2003, 2011; Chen *et al.*, 2009; Chen and Wang, 2011)。随着一些具有还原性特征的斑岩型矿床逐渐被发现 (Rowins, 2000), 此机制值得引起重视, 有待进一步研究和探讨。

5.2 成矿流体中 CH₄ 的来源

流体包裹体研究表明, 白山斑岩钼矿床石英-钾长石脉阶段成矿流体富含 CH₄, 初始成矿流体是一种富碳质还原性的流体。

白山斑岩钼矿辉钼矿 Re-Os 年龄为 225 ~ 229Ma, 形成于大陆碰撞体制 (含后碰撞) (Chen *et al.*, 2012; Xiao *et al.*, 2003), 应属典型大陆内部斑岩成矿系统。而通过对我国大陆内部若干典型斑岩矿床的流体包裹体研究发现, 斑岩初始成矿流体可含大量的 CO₂ 组分 (Chen *et al.*, 2009; Chen and Wang, 2011; Li *et al.*, 2012a; Yang *et al.*, 2012, 2013)。陈衍景和李诺 (2009) 认为这些大陆内部斑岩岩浆均源自大陆地壳的部分熔融, 而这种相对于大洋壳贫 H₂O、贫 Na、贫 Cl 而高 K、富 F、富碳酸盐地层的陆壳熔融所产生的流体势必以相对贫 H₂O、贫 Cl、贫 Na、富 F、富 K、富 CO₂ 区别于岩浆弧区同类矿床, 即初始成矿流体中的 CO₂ 直接来源于岩浆。那么白山初始成矿流体中的 CH₄ 也可能直接来源于岩浆, 相对于氧化状态下碳表现为 CO₂ 的形式, 白山斑岩体系岩浆可能来自于富含有机质的地壳物质的部分熔融, 从而形成还原性的岩浆, 出溶富含 CH₄ 的岩浆热液。另外, 岩浆在上升侵位的过程中可以同化混染含碳地层, 造成岩浆还原性增强, 从而使出溶的岩浆流体富含 CH₄ (Ague and Brimhall, 1988; Rowins, 1999, 2000)。白山斑岩钼矿赋存于下石炭统干墩组地层, 其第一岩性段主要为含炭黑云母微晶片岩, 故其初始成矿流体中的 CH₄ 可能是岩浆混染了干墩组地层的结果。

6 结论

(1) 白山斑岩钼矿脉体十分发育, 从早到晚形成的顺序为: 早期无矿石英-钾长石脉、石英-钾长石-辉钼矿脉、石英-辉钼矿脉、石英-多金属硫化物脉和晚期石英-碳酸盐-萤石脉。早期石英-钾长石脉以发育 CH₄-H₂O 型包裹体为特征, 石英-钾长石-辉钼矿脉中发育少量含子晶包裹体, 石英-辉钼矿脉和石英-多金属硫化物脉中可见含子晶包裹体和 CO₂-H₂O 包裹体。晚期石英-碳酸盐-萤石脉中仅发育水溶液包裹体。

(2) 早期石英-钾长石脉均一温度集中在 320 ~ 420°C; 主成矿阶段发育的石英-钾长石-辉钼矿脉、石英-辉钼矿脉和石英-多金属硫化物脉, 均一温度分别集中在 260 ~ 400°C、200 ~ 240°C 和 140 ~ 240°C; 晚期石英-碳酸盐-萤石脉中水溶液包裹体均一温度集中在 100 ~ 160°C。从成矿早期到晚期, 流体由高温还原性的含 CH₄ 岩浆流体到中高富含 CO₂, 再到低温贫 CO₂ 的大气降水演化。白山钼矿属于中高温矿床, 成矿深

度约为 1.5 ~ 3.9km。

(3) 成矿阶段随着温度的下降, 早期流体中的 CH₄ 还原 HMoO₄⁻ 的高价钼, 从而形成辉钼矿, 可能是致使硫化物发生沉淀的重要因素。

致谢 野外工作得到了中科院韩春明副研究员、熊小林、赵太平研究员和朱志敏博士的帮助; 实验室研究得到北京大学任景秋高级工程师和中科院地质与地球物理研究所蔡亚春、李晓春博士的帮助; 中科院地质与地球物理研究所申萍副研究员, 北京大学钟日晨、邓小华博士, 中科院新疆矿产资源研究中心张志欣硕士等在成文过程中给予指导和帮助; 牛贺才研究员和申萍副研究员评审了论文, 纠正了论文初稿的错误, 提出了建设性修改意见; 特此一并致谢!

References

- Ague JJ and Brimhall GH. 1988. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. *Geological Society of America Bulletin*, 100(6): 891 - 911
- Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683 - 684
- Brown PE. 1989. Flnacor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390 - 1393
- Charvet J, Shu LS and Charvet SL. 2007. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates. *Episodes*, 30(3): 162 - 186
- Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan. Beijing: Seismological Press, 1 - 234 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 2000. Progress in the study of Central Asia-type orogenesis-metallogenesis in Northwest China. *Geological Journal of China Universities*, 6(1): 17 - 22 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver-lead deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver-dominated deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39(5 - 6): 560 - 575
- Chen YJ, Pirajno F and Qi JP. 2005. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids, Jiaodong province, eastern China. *International Geology Review*, 47(5): 530 - 549
- Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 31(1 - 4): 139 - 169
- Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085 - 2108 (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, Pirajno F, Li N, Guo DS and Lai Y. 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan Province, China: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 35(2): 245 - 261
- Chen YJ. 2010. On epizonogenism and genetic classification of hydrothermal deposits. *Earth Science Frontiers*, 17(2): 27 - 34 (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 porphyry systems of the post-collisional tectonic settings. *International Geology Review*, 53(5-6): 635-655
- Chen YJ, Pirajno F, Wu G, Qi JP and Xiong XL. 2012. Epithermal deposits in North Xinjiang, NW China. *International Journal of Earth Science*, 101(4): 889-917
- Chen YJ. 2013. The development of continental collision metallogeny and its application. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 1-17 (in Chinese with English abstract)
- Collins PLF. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74(6): 1435-1444
- Deng G, Wu H and Lu QM. 2004. Geological characteristics and prospecting mark of the Baishan porphyry Mo deposit, East Tianshan. *Regional Geology of China*, 22(5): 388-402 (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Zhai MG, Xie HY and Yang JH. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China. *Mineralium Deposita*, 38(6): 739-750
- Fan HR, Hu FF, Wilde SA, Yang KF and Jin CW. 2011. The Qiyugou gold-bearing breccia pipes, Xiong'er shan region, Central China: Fluid inclusion and stable-isotope evidence for an origin from magmatic fluids. *International Geology Review*, 53(1): 25-45
- Hu SX, Zhao YY, Sun JG, Ling HF, Ye Y, Lu B, Ji HZ, Xu B, Liu HY and Fang CQ. 2002. Fluids and their sources for gold mineralizations in the north China platform. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 38(3): 381-391 (in Chinese with English abstract)
- Li HQ, Wu H, Chen FW, Deng G, Yang HM, Yang ZF, Mei YP and Guo J. 2005. Isotopic chronological evidence for Yanshanian diagenetic mineralization in Baishan rhenium-molybdenum mine, E. Tianshan Mountains. *Acta Geologica Sinica*, 79(2): 249-255 (in Chinese with English abstract)
- Li HQ, Chen FW, Li JY, Qu WJ, Wang DH, Wu H, Deng G and Mei YP. 2006. Age of mineralization and host rocks in the Baishan rhenium-molybdenum district, East Tianshan, Xinjiang, China: Revisited. *Geological Bulletin of China*, 25(8): 916-922 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Carranza EJM, Ni ZY and Guo DS. 2012a. The CO₂-rich magmatic-hydrothermal fluid of the Qiyugou breccia pipe, Henan Province, China; Implication for breccia genesis and gold mineralization. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 12(2): 147-160
- Li N, Chen YJ, Ulrich T and Lai Y. 2012b. Fluid inclusion study of the Wunugetu Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, China. *Mineralium Deposita*, 47(5): 467-482
- Li N, Ulrich T, Chen YJ, Thomsen TB, Pease V and Pirajno F. 2012c. Fluid evolution of the Yuchiling porphyry Mo deposit, East Qinling, China. *Ore Geology Reviews*, 48: 442-459
- Nie FJ, Jiang SH, Zhao XM and Bai DM. 2001. The discovery of two new precious metal deposits in the Inner Mongolia-Gansu-Xinjiang Juncture (Beishan) area and its geological significance. *Acta Geoscientia Sinica*, 22(5): 388-402 (in Chinese with English abstract)
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Berlin: Springer, 1-1250
- Pirajno F. 2013. *The Geology and Tectonic Settings of China's Mineral Deposits*. Berlin: Springer
- Pokrovski GS, Borisova AY, Roux J, Hazemann JL, Petdang A, Tella M and Testemale D. 2006. Antimony speciation in saline hydrothermal fluids: A combined X-ray absorption fine structure spectroscopy and solubility study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(16): 4196-4214
- Qin KZ, Sun S, Li JL, Xian WJ and Hao J. 2002. Division of six tectonic stages of major metallic deposits in Northern Xinjiang and its implications. *Mineral Deposits*, 21(Suppl. 2): 203-206 (in Chinese)
- Rowins SM. 1999. Reduced porphyry copper-gold deposits: A newly recognized style of gold mineralization. *Geological Society of America*, 31: A-92
- Rowins SM. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology*, 28(6): 491-494
- Schmidt C, Thomas R and Heinrich W. 2005. Boron speciation in aqueous fluids at 22 to 600°C and 0.1MPa to 2GPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(2): 275-281
- Shen P, Shen YC, Wang JB, Zhu HP, Wang LJ and Meng L. 2010. Methane-rich fluid evolution of the Baogutu porphyry Cu-Mo-Au deposit, Xinjiang, NW China. *Chemical Geology*, 275(1-2): 78-98
- Testemale D, Hazemann JL, Pokrovski GS, Joly Y, Roux J, Argoud R and Geaymond O. 2004. Structural and electronic evolution of the As(OH)₃ molecule in high temperature aqueous solutions: An X-ray absorption investigation. *Journal of Chemical Physics*, 121(18): 8973-8982
- Wang JB and Xu X. 2006. Post-collisional tectonic evolution and metallogenesis in northern Xinjiang, China. *Acta Geologica Sinica*, 80(1): 23-31 (in Chinese with English abstract)
- Xiao WJ, Windley BF, Hao J and Zhai MG. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. *Tectonics*, 22(6): 1069-1089
- Xiao WJ, Zhang LC, Qin KJ, Sun S and Li JL. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of Central Asia. *American Journal of Science*, 304(4): 370-395
- Xiao WJ, Han CM, Yuan C, Chen HL, Sun M, Lin TF, Li ZL, Mao QG, Zhang JE, Sun S and Li JL. 2006. Unique Carboniferous-Permian tectonic-metallogenic framework of northern Xinjiang (NW China): Constrains for the tectonics of the southern Paleasian Domain. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1062-1076 (In Chinese with English abstract)
- Xiao WJ, Han CM, Yuan C, Sun M, Lin SF, Chen HL, Li ZL, Li JL and Sun S. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2-4): 102-117
- Xiao WJ, Shu LS, Gao J, Xiong XL, Wang JB, Guo ZJ, Li JY and Sun M. 2008. Continental dynamics of the Central Asian orogenic belt and its metallogeny. *Xinjiang Geology*, 26(1): 4-8 (In Chinese with English abstract)
- Xiao WJ, Windley BF, Huang BC, Han CM, Yuan C, Chen HL, Sun M, Sun S and Li JL. 2009. End-Permian to Mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids; Implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia. *International Journal of Earth Sciences*, 98(6): 1189-1217
- 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
- Yang YF, Chen YJ, Li N, Mi M, Xu YL, Li FL and Wan SQ. 2013. Fluid inclusion and isotope geochemistry of the Qian'echong giant porphyry Mo deposit, Dabie Shan, China: A case of NaCl-poor, CO₂-rich fluid systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 124: 1-13
- Zhai YS, Yao SZ and Cai KQ. 2011. *Mineral Deposits*. 3rd Edition. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Zhang DY, Zhou TF, Yuan F, Fan Y, Liu S and Qu WJ. 2009. A genetic analysis of Baishan molybdenum deposit in East Tianshan area, Xinjiang. *Mineral Deposits*, 28(5): 663-672 (in Chinese with English abstract)
- Zhang LC, Xiao WJ, Qin KZ, Qu WJ and Du AD. 2005. Re-Os isotopic dating of molybdenite and pyrite in the Baishan Mo-Re deposit, eastern Tianshan, NW China, and its geological significance. *Mineralium Deposita*, 39(8): 960-969

- Zhou TF, Yuan F, Zhang DY, Fan Y, Liu S, Peng MX and Zhang JD. 2010. Geochronology, tectonic setting and mineralization of granitoids in Jueluotage area, eastern Tianshan, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 26(2): 478 - 502 (in Chinese with English abstract)
- Zotov AV, Shikina ND and Akinfiyev NN. 2003. Thermodynamic properties of the Sb(III) hydroxide complex $Sb(OH)_{3(aq)}$ at hydrothermal conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(10): 1821 - 1836

附中文参考文献

- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1 - 234
- 陈衍景. 2000. 中国西北地区中亚型造山-成矿作用的研究意义和进展. *高校地质学报*, 6(1): 17 - 22
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征. *岩石学报*, 23(9): 2085 - 2108
- 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
- 陈衍景. 2010. 初论浅成作用和热液矿床成因分类. *地学前缘*, 17(2): 27 - 34
- 陈衍景. 2013. 大陆碰撞成矿理论的创建及应用. *岩石学报*, 29(1): 1 - 17
- 邓刚, 吴华, 卢全敏. 2004. 东天山白山斑岩型钼矿床的地质特征及找矿标志. *地质通报*, 23(11): 1132 - 1138
- 胡受奚, 赵乙英, 孙景贵, 凌洪飞, 叶瑛, 卢冰, 季海章, 徐兵, 刘红樱, 方长泉. 2002. 华北地台重要金矿成矿过程中的流体作用及其来源研究. *南京大学学报(自然科学版)*, 38(3): 381 - 391

- 李华芹, 吴华, 陈富文, 邓刚, 杨红梅, 杨再峰, 梅玉萍, 郭敬. 2005. 东天山白山钼矿矿区燕山期成岩成矿作用同位素年代学证据. *地质学报*, 79(2): 249 - 255
- 李华芹, 陈富文, 李锦轶, 屈文俊, 王登红, 吴华, 邓刚, 梅玉萍. 2006. 再论东天山白山钼矿矿区成岩成矿时代. *地质通报*, 25(8): 916 - 922
- 聂凤军, 江思宏, 赵省民, 白大明. 2001. 蒙-甘-新相邻(北山)地区两种新类型贵金属矿床的发现及其意义. *地球学报*, 22(5): 388 - 402
- 秦克章, 孙枢, 李继亮, 肖文交, 郝杰. 2002. 北疆古生代矿床组合的六大构造阶段划分及其意义. *矿床地质*, 21(S2): 203 - 206
- 王京彬, 徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿. *地质学报*, 80(1): 23 - 31
- 肖文交, 韩春明, 袁超, 陈汉林, 孙敏, 林寿发, 厉子龙, 毛启贵, 张继恩, 孙枢, 李继亮. 2006. 新疆北部石炭纪-二叠纪独特的构造-成矿作用: 对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约. *岩石学报*, 22(5): 1062 - 1076
- 肖文交, 舒良树, 高俊, 熊小林, 王京彬, 郭召杰, 李锦轶, 孙敏. 2008. 中亚造山带大陆动力学过程与成矿作用. *新疆地质*, 26(1): 4 - 8
- 翟裕生, 姚书振, 蔡克勤. 2011. 矿床学. 第三版. 北京: 地质出版社
- 张达玉, 周涛发, 袁峰, 范裕, 刘帅, 屈文俊. 2009. 新疆东天山地区白山钼矿床的成因分析. *矿床地质*, 28(5): 663 - 672
- 周涛发, 袁峰, 张达玉, 范裕, 刘帅, 彭明兴, 张建滇. 2010. 新疆东天山觉罗塔格地区花岗岩类年代学、构造背景及其成矿作用研究. *岩石学报*, 26(2): 478 - 502