

文章编号: 0258-7106(2013)01-0133-15

青海共和县加当根斑岩铜矿床成矿流体特征及演化*

于 森¹, 丰成友^{2*}, 肖 晔², 刘建楠², 李大新², 李国臣², 马圣钡²

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 加当根矿床是近几年新发现的研究程度较低的斑岩型铜矿床, 文章对含矿斑岩、石英脉和绢英中的石英岩开展了详细的流体包裹体特征及氢、氧同位素组成研究。该矿床流体包裹体类型丰富, 以大量发育含子晶多相包裹体为特征, 子矿物种类多样, 包括石盐、钾盐、石膏、黄铜矿、黄铁矿、赤铁矿等。石膏、赤铁矿的出现, 暗示着岩浆结晶早期处于氧化环境。成矿流体由来自岩浆的高温、高盐度流体和以天水成因为主的中、高温、低盐度流体 2 个端员组分组成, 高温、高盐度流体为主要载矿流体, 形成温度 $> 440^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 30% ~ 82%, 其是在浅成条件下于岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆中直接出溶形成的; 中、高温、低盐度流体主要来源于天水或天水与晚期岩浆热液的混合, 温度主要集中在 $220 \sim 360^{\circ}\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) < 20\%$ 。石英流体包裹体氢、氧同位素研究表明流体混合在卸载成矿上的重要性, 石英脉和绢英岩化阶段是含矿物质沉淀的主要阶段。脉石英的流体温度集中在 $280 \sim 440^{\circ}\text{C}$, 绢英岩化蚀变石英中流体包裹体的均一温度介于 $240 \sim 340^{\circ}\text{C}$ 。

关键词 地球化学 斑岩铜矿 流体包裹体 地球化学 流体混合 加当根 东昆仑

中图分类号 P618.41

文献标志码 A

Features and evolution of metallogenic fluid in Jiadanggen porphyry copper deposit of Gonghe Country, Qinghai Province

YU Miao¹, FENG ChengYou², XIAO Ye², LIU JianNan², LI DaXin², LI GuoChen² and MA ShengChao²

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China)

Abstract

The Jiadanggen porphyry copper deposit was discovered in recent years, but its research is very insufficient. This paper mainly deals with the homogenization temperature of fluid inclusions and the evolution tendency of ore-forming fluid. The fluid inclusions in the pluton and quartz veins are characterized by abundantly daughter minerals-bearing inclusions in which daughter minerals composed of halite, sylvite, gypsum, chalcopyrite, pyrite and hematite. The presence of gypsum and hematite imply oxidation environment at the early stage of magmatic crystallization. The microthermometric analysis of inclusions reveals that the metallogenic fluid consists of both high-temperature, hypersaline fluids and medium-low temperature, low salinity ones. High temperature, hypersaline fluids with temperature of over 440°C , salinity of 30% ~ 82%, and average salinity of 47.3% ~ 67.5% directly resulted from the fluid exsolution from a shallow crystallizing melt at the final stage. The medium-low temperature and low salinity fluid with temperature concentrated in $220 \sim 360^{\circ}\text{C}$ and salinity lower

* 本文得到中国地质调查局地质调查项目(编号: 1212011085528, 1212011121089)和中国地质调查局青年地质英才计划(201112)的联合资助

第一作者简介 于 森, 男, 1987 年生, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。

** 通讯作者 丰成友, 男, 1971 年生, 博士, 研究员, 从事矿床地质、地球化学研究。Email: fengchy@yahoo.com.cn

收稿日期 2012-07-06; 改回日期 2012-12-24。秦思婷编辑。

than 20% was mainly derived from meteoric water, probably mixed with later-stage magmatic hydrothermal fluids. This paper explains the importance of fluid mixing in the ore-forming and unloading process on the basis of the hydrogen and oxygen isotopic composition. The temperature of veined quartz is between 280°C and 440°C, and the temperature of beresitization is between 240°C and 340°C, which are the main temperature intervals of mineral precipitation.

Key words: geochemistry, porphyry copper deposit, fluid inclusions, geochemistry, fluid mixing, Jiadanggen, East Kunlun

近几年,在青海东昆仑地区发现并确认了多处斑岩型矿床(点),如乌兰乌珠尔(余宏全等,2007)、鸭子沟(李世金等,2008a)、卡而却卡A区(李世金等,2008b)、托克受(李东生,2001)、加当根等,初步构成了斑岩成矿带的雏形(丰成友等,2009),并引起了广泛关注。加当根斑岩型铜矿床位于青海省共和县南西的加当根地区,地处青藏高原鄂拉山中段北坡,大地构造位置位于东昆仑造山带之祁漫塔格-都兰造山亚带的东端(图1)。青海东部鄂拉山地区是中国重要的斑岩-矽卡岩成矿带(吴健辉等,2010),矿带呈北西-南东向展布,矿化往往和矽卡岩伴生,其为找矿的重要标志,如赛什塘铜矿、索拉沟多金属矿、尕科舍含铜银砷矿和什多龙铅锌矿(宋治杰等,1995)。目前,正在进行的矿产勘查工作显示,其进一步的找矿潜力较大。由于交通和自然条件因素限制,该矿床的研究程度较低。本文在对加当根矿床野外调研和地质特征描述的基础上,通过开展含矿斑岩、石英脉和绢英岩中石英流体包裹体的岩相学、显微测温、氢、氧同位素组成等研究,探讨了其成矿流体形成的物理化学条件及其演化趋势。

1 区域成矿背景

青海鄂拉山地区位于南秦岭印支地槽西端海南三叠纪次级沉积盆地西缘,分割柴达木与共和2个盆地以及东昆仑、西秦岭2个近EW向造山带,是东昆仑与西秦岭2个造山带的衔接转换部位(孙延贵,1999;孙延贵等,2004)。西与柴达木地台哇洪山断裂邻接,截切地台边缘的近EW向构造。研究表明,鄂拉山构造岩浆活动带在晚古生代(石炭纪—二叠纪)时期,在碰撞后伸展背景下形成裂陷盆地或小洋盆,构成了布青山-阿尼玛卿古特提斯洋的分支洋(张智勇等,2004),接受了5000至万余米厚的砂岩、板岩组成的类复理石沉积,并向南与阿尼玛卿裂陷连通形成三叉裂谷,在中-晚二叠世闭合。在鄂拉山

地区,下三叠统隆务河群和中三叠统最厚逾20000m,含多层滑塌堆积和外来灰岩块,并在中三叠统上部出现火山-沉积岩,下段为变质基性凝灰岩、凝灰质砂岩、夹细碧岩,上段为流纹质火山角砾凝灰岩、凝灰质砂板岩夹流纹岩,构成双峰式火山岩系(宋治杰等,1995)。鄂拉山地区上三叠统中下部(虎达组和德赫龙组)为造山带型陆相中心式喷发为主的石英安山岩、流纹岩组成的火山岩系,上部(在日沟组)以流纹质粗碎屑沉积岩为主,反映山体持续隆升时出现的近缘山麓堆积。鄂拉山地区在晚三叠世期间还有大量花岗岩类侵入,主要包括石英闪长岩、花岗闪长岩-花岗岩2套岩石组合。晚三叠世火山岩和花岗岩类为陆相高钾钙碱性-钾玄岩质或强过铝质火成岩,它们是碰撞造山的产物(莫宣学等,2007)。海南三叠纪盆地应经历了2次造山作用,在盆地内部,特别是盆地西缘鄂拉山地区的陆壳明显地向南逆冲,使前缘(赛什塘-日龙沟)地带甚至早元古代基底岩系翻转在中三叠统之上,形成巨大的推覆岩席,晚三叠世火山岩和花岗岩类侵入体反映了地壳俯冲-滑脱作用诱发深部物质熔融形成的岩浆活动(宋治杰等,1995)。区内主体发育鄂拉山断裂带,其为NNW向右旋走滑活动断裂带,控制了鄂拉山的隆升和构造变形(袁道阳等,2004)。

2 矿区地质

矿区出露地层简单,仅有古元古界达肯大坂岩群片麻岩组($P_{t1}d$)、三叠系鄂拉山组火山岩段(T_3e_3)和第四系(图1)。其中,以三叠系鄂拉山组陆相火山岩夹海陆交互相碎屑岩为主,总体走向NW-NNW向,倾向随褶皱构造的变化而改变,岩性包括流纹岩、凝灰岩夹硅质岩及细砂岩。矿区断裂构造发育,主要表现为NW向压扭性断层、NE向平移断层、近EW向压扭性断层。早期NW向断裂控制着含矿斑岩体的分布,近EW向和NW向断裂破碎带

及裂隙为矿质沉淀提供了有利空间,已知铜矿体即产于其中,近 SN 向和 NE 向平移断层为成矿后断裂。侵入岩浆活动十分强烈,矿区内产有似斑状二长花岗岩、花岗闪长斑岩、石英闪长岩等,具有浅成-超浅成和高侵位等特点,通过深部钻孔揭露,可见花岗闪长斑岩体普遍发育黄铁矿化和绢云母化,并呈现自矿体中心向外的面状蚀变分带特点,即中部为

钾化和硅化,外侧为黄铁绢英岩化。

斑岩型铜矿化与花岗闪长斑岩密切相关,目前在斑岩体内及其接触带和 NW 向破碎带中经槽探、钻探工程揭露,圈定铜矿体 3 个、铜矿化体 7 个、钼矿体 7 个、钼矿化体 7 个(均为盲矿体),矿体主要呈脉状产出,矿石构造主要为细脉-浸染状,金属矿物有黄铜矿、黄铁矿和辉钼矿等。

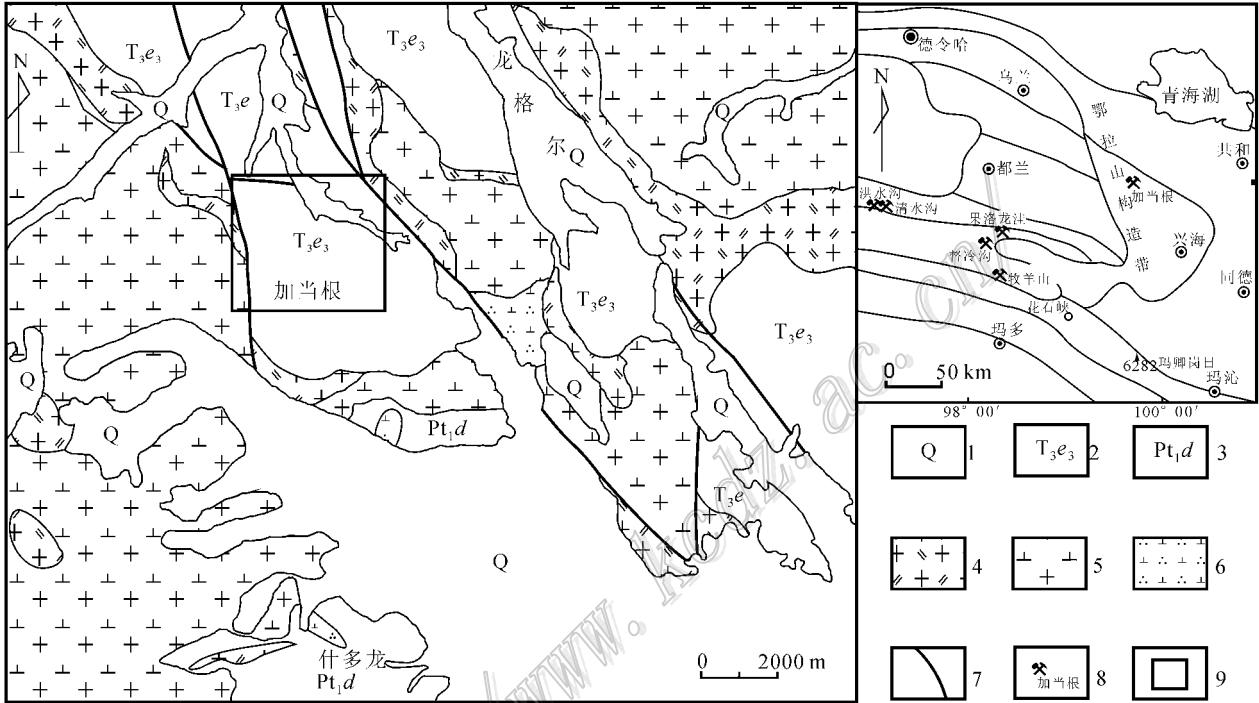


图 1 加当根斑岩铜矿地质略图①

1—第四系;2—晚三叠世鄂拉山组;3—古元古界达肯大坂岩群;4—似斑状二长花岗岩;5—花岗闪长斑岩;6—石英闪长岩;7—断层;
8—矿点;9—加当根矿区位置

Fig. 1 Schematic geological map of the Jiadanggen porphyry copper deposit

1—Quaternary; 2—Late Tertiary E. lashi Foramtion; 3—Dakendaban Group; 4—Porphyaceous granodiorite; 5—Granodiorite; 6—Quartz diorite; 7—Fault; 8—Deposit; 9—Jiadanggen ore district

3 流体包裹体研究

3.1 样品和流体包裹体测试方法

此次实验主要针对加当根含矿斑岩体和石英脉,用于包裹体测温的包裹体寄主矿物均为石英,而且不同样品中的石英反映了不同的热液地质环境。其中,斑晶石英反映了岩浆热液冷凝时的温度,脉石英反映了岩浆热液演化晚期残余流体相的温度,而绢英岩化蚀变石英反映了流体与岩体之间的相互作用。样品特征见表 1。

表 1 加当根斑岩铜矿床样品特征及代表性温度区间

Table 1 Features and representative temperature internals of variable samples from the Jiadanggen porphyry deposit

样号	岩性	温度区间	权重/%
JDG-02	含矿石英脉	202~297℃	83
JDG-03	含矿石英脉	434~524℃	100
JDG-06	含矿石英脉	301~443℃	100
JDG-07	浸染状黄铜矿化花岗闪长斑岩	360~510℃	75
JDG-08	绢英岩化蚀变花岗闪长斑岩	320~490℃	73
JDG-10	绢英岩化蚀变花岗闪长斑岩	228~320℃	100
JDG-11	花岗闪长斑岩	367~559℃	75
JDG-14	石英脉	200~260℃	100
JDG-15	含矿石英脉	200~420℃	78

① 青海省核工业地质局. 2004. 青海省兴海县扎龙加当根-什多龙地区多金属矿普查报告.

流体包裹体测温在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室进行,使用仪器为英国产的 Linkam THM600 冷热台,均一温度重现误差小于 2°C ,冰点温度重现误差小于 0.2°C 。测冰点时,采用液氮对包裹体迅速降温至过冷却,使流体相全部凝固,在温度下降过程中观察包裹体变化,当温度降至 -120°C ,缓慢升温,直至最后一块冰晶融化,从而测得冰点温度(t_m) [刘斌等, 1999]。根据 Bodnar (1993) 总结的盐度-冰点关系表,可查得单一液相和单一气相包裹体盐度的近似值 [卢焕章等, 2004]。而含子晶包裹体盐度根据 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系和 $\text{KCl-NaCl-H}_2\text{O}$ 体系查表或计算求得 [刘斌等, 1999]。测定均一温度时,开始的升温速度为 $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。当相态接近均一时,降低升温速度,并及时记录均一温度。利用均一温度和盐度,根据公式计算包裹体的密度。

3.2 流体包裹体岩相学

加当根斑岩铜矿中,斑晶石英、脉石英和硅化绢英岩中石英的流体包裹体均较发育。尤其是斑晶石英和早期硅化形成的脉石英,流体包裹体最为丰富,种类最为多样,而以斑晶石英中含子晶包裹体最为发育,并且可见含不透明子矿物包裹体,其次为绢英岩化蚀变石英,而含矿石英脉中的流体包裹体相对较少,并且含子晶包裹体很少见(图 2)。本次研究以原生包裹体为主,包裹体形态多样,有负晶型、椭圆形、菱形、正方形、矩形、梯形、三角形和各种不规则形状。个体大小变化较大,以 $5\sim 20\ \mu\text{m}$ 为主。从相态看,有气相、液相和含子矿物多相包裹体等。

根据室温条件下包裹体出现的相态以及透明子矿物种类(一些难以确定的不透明子矿物未作为分类依据 [Wilkinson, 2001]),可将本矿区流体包裹体分为 7 种类型:

(1) V 型,为气相包裹体(图 2e、g),由气液两相组成,但以气相为主,有时还含有一个不透明子矿物,气相分数达到 60% 以上,加热时向气相均一。不透明子矿物的出现,也说明了气相包裹体是由气液不混溶形成的 [Bodnar et al., 1993]。

(2) L 型,为液相包裹体(图 2d、l),由气液两相组成,气相分数在 50% 以下,加热时向液相均一,有时可观察到包裹体含一个不透明子矿物。

(3) VHa 型,为含子矿物气相包裹体(图 2i),气相分数在 60% 以上,含有一个透明子矿物。透明子矿物为立方体,应为石盐。加热时盐晶先消失,最后向气相均一。该类包裹体较特殊,系在高温下 $p-t$

临界等容线处捕获的 [Wilkinson, 2001]。

(4) LHa 型,为气相 + 液相 + 石盐 ± 赤铁矿 ± 其他不透明子矿物组成(图 2p、q),气相分数小于 30%,加热时向液相均一,一般盐晶先消失,少数气泡先消失。只有很少量包裹体中含有赤铁矿和不透明子矿物,且加热时不能均一。

(5) LHaOth 型,为气相 + 液相 + 石盐 + 其他透明子矿物(图 2f),气相分数小于 30%,加热时向液相均一,一般石盐先消失,部分透明子矿物加热到 560°C 时未见消失,只有少部分会均一。

(6) LHaSy 型,为气相 + 液相 + 石盐 + 钾盐 ± 赤铁矿 ± 其他不透明子矿物(图 2a、b、c)。加热时,一般是钾盐先消失,然后是石盐和气泡,但有些包裹体是气泡先消失,然后是钾盐,最后是石盐。

(7) LHaSyOth 型,为气相 + 液相 + 石盐 + 钾盐 ± 其他透明子矿物 ± 赤铁矿 ± 其他不透明子矿物组成(图 2h、m、n、o)。包裹体含有多个子矿物,除石盐、钾盐外,还含有一个或多个其他透明子矿物,种类难以确定。

以上包裹体中,以 V 型、L 型最为常见,其次为 LHa 型、LHaSy 型,而 VHa、LHaOth、LHaSyOth 型最少。最常见透明子矿物为石盐和钾盐,其次为一些其他透明子矿物,如石膏等。石膏的出现暗示着流体处于氧化环境。含子晶的包裹体经常和低密度的气相包裹体共存(图 2k),这种组合被认为是气液分离的结果,也是岩浆热液演化固有的一部分 [Henley et al., 1978]。然而该组合也有可能是从原始岩浆中直接出溶形成 [Bodnar, 1995]。

不透明子矿物主要为赤铁矿、黄铁矿和黄铜矿,镜下还观察到一些六边形暗色不透明矿物(图 2j),赤铁矿这种不透明子矿物的出现证明了流体氧逸度较高,溶解 Fe 的能力较强。而且更多证据表明 Fe 是这种溶液的主要成分,经常与 K、Na 和少量 Ca 共存于溶液中 [Rankin et al., 1992; Wilkinson et al., 1994]。虽然高盐度卤水被认为是金属运移的主要相态,但对于一些特殊的金属在低密度流体中运移也是可能的。Ulrich 等 (1999) 使用激光烧蚀 ICP-MS 技术,显示了 Au 和 Cu 等金属元素在气液两相体系中优先选择进入气相,这也是这些金属元素分馏和优先进入上覆浅成低温热液区的机理。

3.3 包裹体均一温度

流体包裹体显微测温结果(表 2)表明,加当根

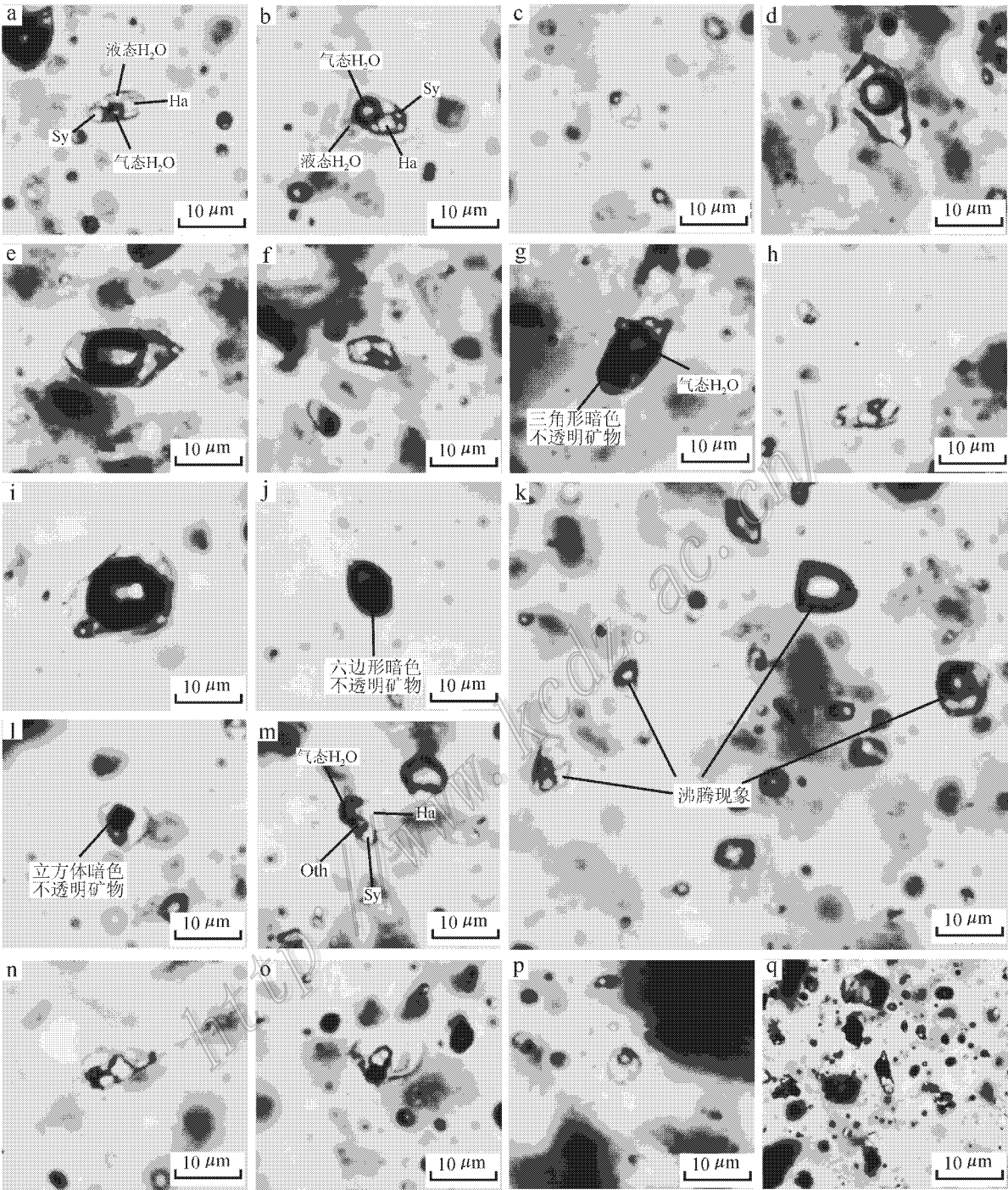


图 2 加当根斑岩铜钼矿流体包裹体显微照片

Fig. 2 Microphotographs of fluid inclusions in the Jiadanggen porphyry copper deposit

斑岩铜矿包裹体均一温度变化范围大,介于 120~560℃(560℃为仪器测温上限)及高于 560℃(图 3a),大致集中在 180~280℃、280~340℃、340~420℃和 420~560℃及高于 560℃,各区间峰值分别为 220℃、300℃、360℃、>560℃,显示出热液活动具有多阶段的特点。

不同产状石英中包裹体的均一温度变化较大(图 3b、c、d),斑晶石英集中在 320~440℃、440~560℃和 >560℃;脉石英集中在 180~280℃、280~440℃;绢英岩化蚀变石英均一温度集中在 240~340℃、420~480℃。

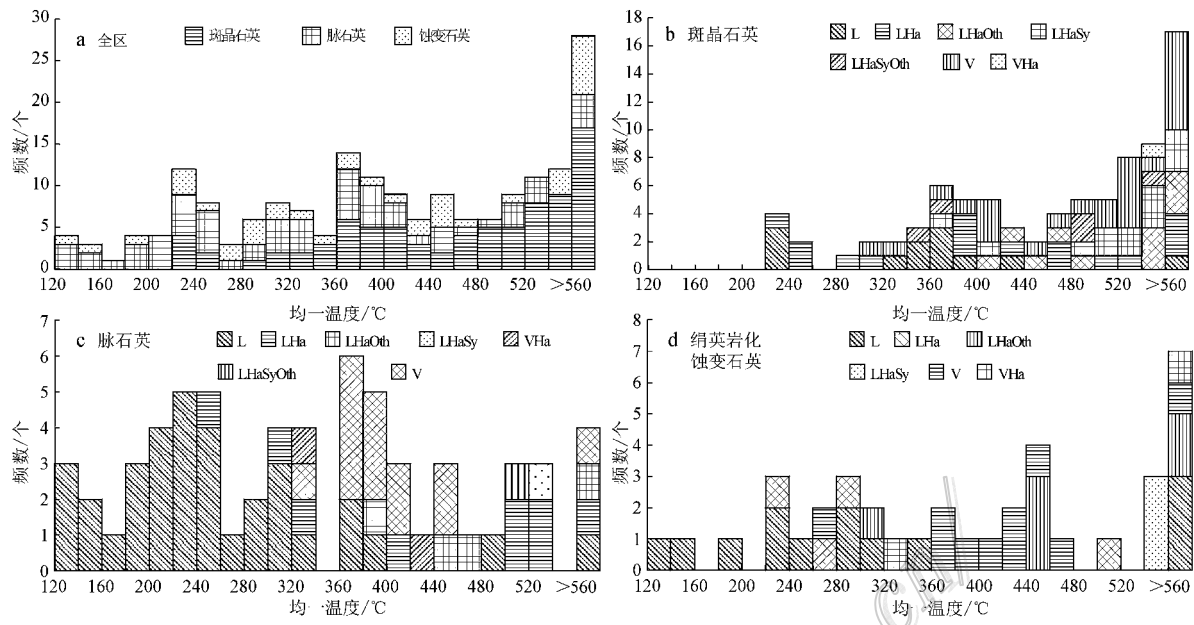


图 3 加当根斑岩铜矿不同类型流体包裹体均一温度分布直方图

V—气相；L—液相；Ha—石盐；Sy—钾盐；Oth—未知透明子矿物

Fig. 3 Histogram showing homogenization temperature distribution for different types of fluid inclusions in the Jiadanggen porphyry copper deposit

V—Vapor；L—Liquid；Ha—Halite；Sy—Sylvite；Oth—Unknown transparent minerals

3.4 包裹体盐度

该矿床含子矿物包裹体均含有石盐子晶,同时部分含有钾盐子晶和其他透明子矿物,其他透明子矿物主要为红钾铁盐、石膏等,说明流体可能属于 NaCl-KCl-CaSO₄-H₂O 多组分体系,但主要成分为 NaCl 和 KCl。由于缺乏成熟的 NaCl-KCl-CaSO₄-H₂O 多组分体系盐度估计方法,因此,在进行盐度和压力计算时,仍然采用 NaCl-H₂O 和 NaCl-KCl-H₂O 体系资料处理。对于 NaCl-KCl-H₂O 体系盐度根据石盐和钾盐的溶解温度计算获得(Roedder,1970;Stern et al.,1988)。对于未见到钾盐的 NaCl-H₂O 体系包裹体盐度,通过查表(刘斌等,1999)获得。计算结果见表 2 和图 4。

图 4a 显示,全部流体包裹体 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化范围在 1.06%~82.00% 之间。其中,石英斑晶内包裹体的 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 最高,分布范围最大,介于 1.06%~82%,集中在 30%~50% 和 >50%(图 4b);绢英岩化蚀变石英的包裹体 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分布较分散,主要集中在 30%~40% 和 45%~60%(图 4d);脉石英包裹体 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 集中于 0~20%(图 4c)。含石盐不含钾盐的包裹体 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在 30.35%~66.4% 之间,

而按 NaCl-KCl-H₂O 体系测得的既含石盐又含钾盐的包裹体 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 值较高(58%~82%),其中,NaCl 的 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在 27%~51% 之间,KCl 的 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在 15%~35% 之间。从 NaCl-KCl-H₂O 体系三角图解(图 5)可见,钾盐的最高溶解温度达到 430℃,这么高的钾盐溶解温度与 Endeavour 26 North 斑岩 Cu-Au 矿床(Heithersay et al.,1995)以及西藏多不杂斑岩 Cu-Au 矿床(李光明等,2007)相似,这些极端的值指示出真实的流体温度,说明这些多相包裹体是在岩浆阶段捕获的。

结合脉石英和绢英岩化蚀变石英流体盐度和均一温度(峰值分别为 360℃ 和 440℃),可以推测引起蚀变的流体在向外运移时,与低盐度的天水混合,导致流体温度降低,成矿物质沉淀。世界上大多数斑岩铜矿的主要成矿温度区间一般认为是 300~400℃,加当根铜矿流体温度集中在 280~480℃,表明脉石英和绢英岩化阶段是成矿物质沉淀的主要阶段。

3.5 包裹体密度、压力及成矿深度

根据成矿流体温度及盐度在 NaCl 溶液密度表(李兆麟,1988)中求出成矿流体的密度(表 3)。斑晶石英的密度介于 0.46~1.20 g/cm³ 峰值为 0.6 g/cm³、

表 2 加当根斑岩铜矿流体包裹体均一测温数据表

Table 2 Homogenization temperature and salinity of fluid inclusions from the Jiadanggen porphyry copper deposit

样号	主矿物	类型(测试个数)	子矿物溶解温度/℃				$w(\text{KCl-NaCl-H}_2\text{O 体系})/\%$				$w(\text{NaCl-H}_2\text{O 体系})$	气泡消失 温度/℃	冰点/℃	完全均一 温度/℃
			Ha	Sy	Oth	NaCl	KCl	KCl+NaCl	/ %	/ %				
JDG-11	斑晶石英	LHaOth(10)	167~468		545					30.35~55.53	227~556			416~556
		LHaSy(7)	556~559	310~430		44~51	15~19	62~70			210~380			556~559
		LHaSyOth(4)	336~486	86~326	546						235~358			344~546
		VHa(3)	350~410		560				48.55		542			542
	蚀变石英	LHa(1)	170						30.48		270			270
		LHaOth(3)	316~456						39.43~59.01		284~320			316~456
JDG-08	斑晶石英	LHaSy(2)	555	302~410		50	18	68			276~289			555
		LHaSyOth(1)	408	123							240			
		L(4)							6.01		355~430			355~430
		V(2)							20.67		320~370	-17.6		320~370
	脉石英	LHa(2)	270~308						35.99~38.79		396			396
		LHaOth(3)	429~543						50.73~65.75		224~408			429~543
JDG-02	蚀变石英	LHaSy(1)	490	302		47	30	77			338			490
		LHaSyOth(2)	487	276~407							239~445			487
		L(4)									188~298			188~298
		L(1)									297			297
	斑晶石英	LHa(2)	416						49.22		297~360			297~416
		L(3)							3.39		202~280	-2		202~280
JDG-06	脉石英	LHa(1)	250						34.68		120			250
		LHa(1)	301						38.24		158			301
		LHaOth(1)	443						52.4		349			443
		LHa(1)	446						52.77					
JDG-03	脉石英	VHa(1)	406								434			434
		LHaSy(1)	524	348		47	25	72			154			524

续表 2
Cont. Table 2

样号	主矿物	类型(测试个数)	子矿物溶解温度/℃				$w(\text{KCl}-\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系)/%			$w(\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系)/%	气泡消失温度/℃	冰点/℃	完全均一温度/℃
			Ha	Sy	Oth		NaCl	KCl	KCl + NaCl				
JDG-07	斑晶石英	L(2)								7.45	340	-4.7	340
		V(5)								20.22	420~460	-17	420~460
		LHa(3)	330~470							40.61~55.79	310~530		430~530
	蚀变石英	L(4)									360		360
		V(10)								10.11~23.02	370~480	-21~-6.7	370~480
		LHa(2)	243~480							34.25~57.09	300~510		300~510
JDG-15	脉石英	LHaOth(1)	380			1 个>560				45.33	380		380
		VHa(1)	290							37.41	328		328
		L(17)								4.03~18.63	200~331	-24~-2.4	200~331
		LHa(5)	478~540							41.4~63.33	140~267		505~540
		LHaOth(4)	390~468							46.37~55.53	280~445		390~468
		VHa(1)	218							32.81	324		324
JDG-10	蚀变石英	V(14)								5.11~14.25	330~452	-10.3~-3.1	330~452
		LHaSyOth(1)	500	406	520						294		520
		L(3)									228~320		228~320
		LHaOth(2)	545							66.04	335~487		545
		L(3)								1.57~2.9	200~260	-1.7~-0.9	200~260
		L(6)								2.9~5.56	223~389	-3.4~-1.7	223~389
JDG-11	斑晶石英	V(16)								1.06~22.65	420~540	-22.6~-0.6	420~540
		LHa(13)	225~386							33.2~56.83	198~391		225~396

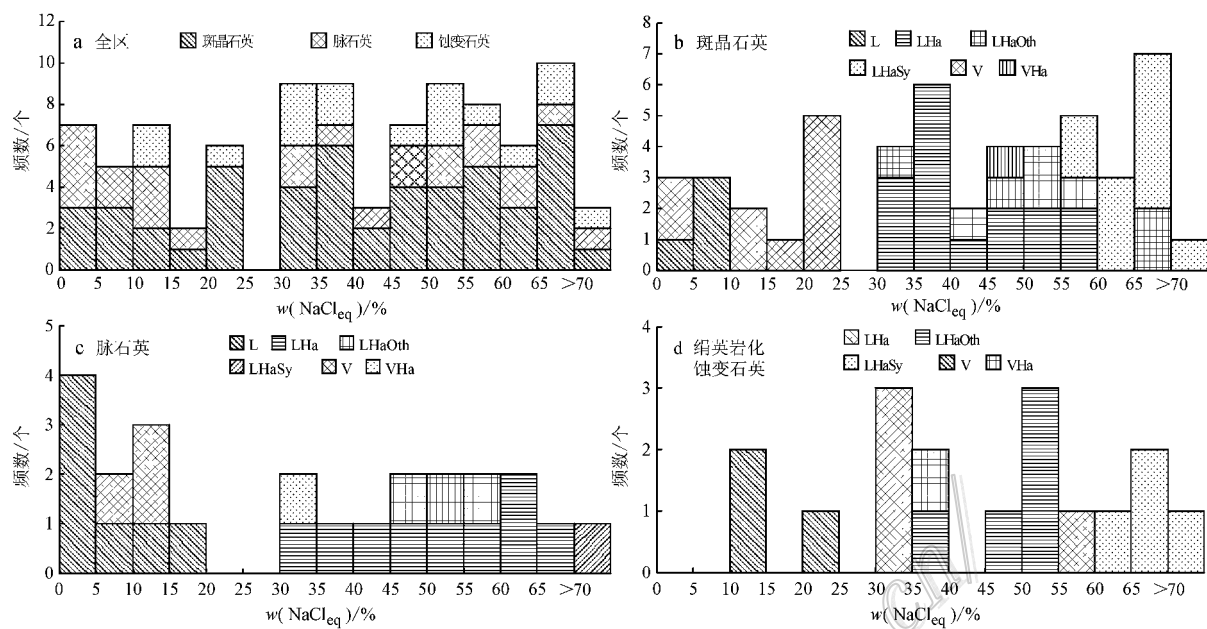


图 4 加当根斑岩铜矿流体包裹体盐度分布直方图

V—气相；L—液相；Ha—石盐；Sy—钾盐；Oth—未知透明子矿物

Fig. 4 Histogram showing salinity distribution for different types of fluid inclusions in the Jiadanggen porphyry copper deposit

V—Vapor；L—Liquid；Ha—Halite；Sy—Sylvite；Oth—Unknown transparent minerals

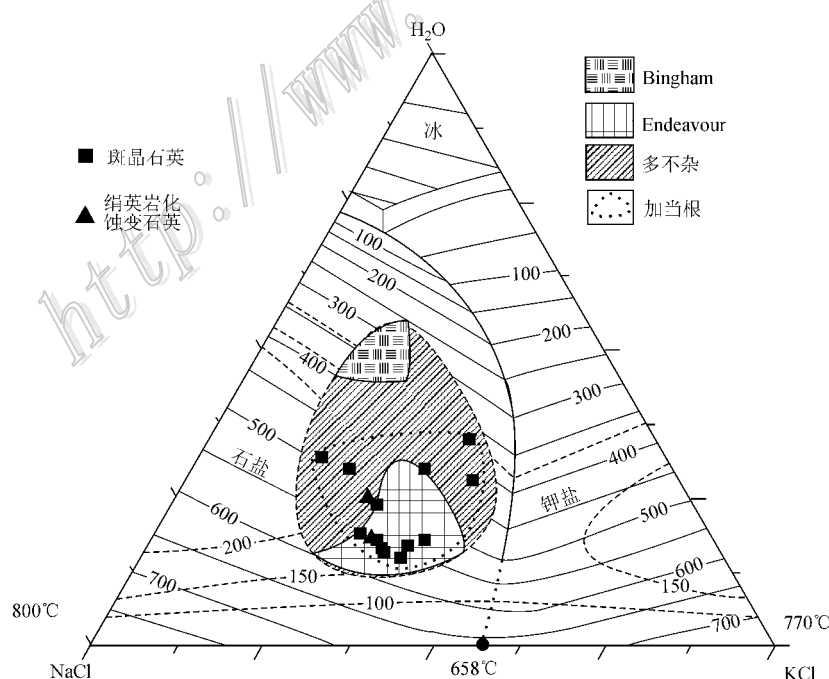


图 5 加当根斑岩铜矿含石盐和钾盐包裹体成分在 NaCl-KCl-H₂O 体系投影图(底图据 Roedder,1970 ;卢焕章等 2004 ;李光明等 2007 ;余宏全等 2006b ;Heithersay et al. ,1995)

Fig. 5 Projections of fluid inclusions with both halite and sylvite daughter minerals in NaCl-KCl-H₂O system (after Roedder ,1970 ;Lu et al. 2004 ;Li et al. 2007 ;She et al. 2006b ;Heithersay et al. ,1995)

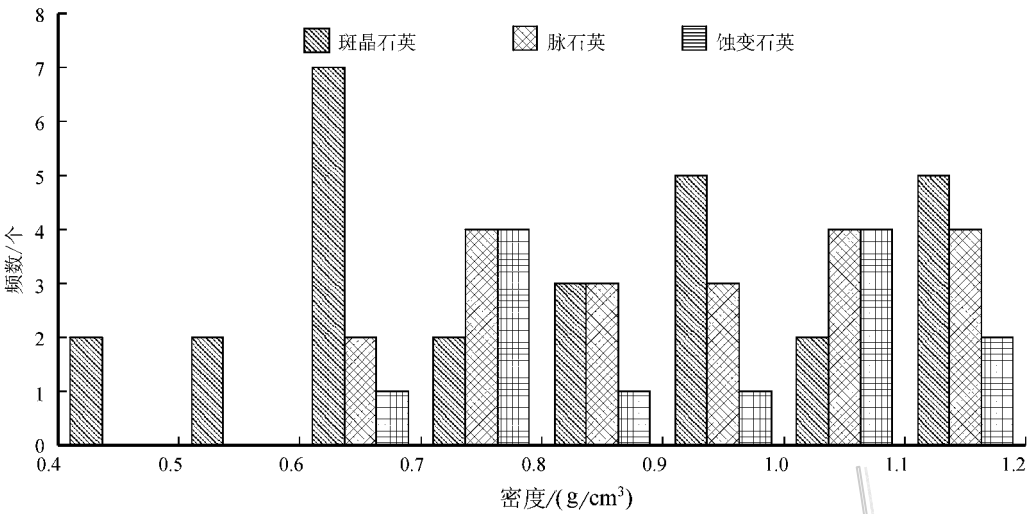


图 6 加当根斑岩铜矿流体包裹体密度分布直方图

Fig. 6 Histogram showing density distribution of fluid inclusions in the Jiadanggen porphyry copper deposit

表 3 加当根斑岩铜矿流体包裹体密度、压力和均一温度统计表

Table 3 Homogenization temperature, pressure and density of fluid inclusions in the Jiadanggen deposit

矿物	包裹体类型	密度/(g/cm ³)	压力/MPa	均一温度/℃
斑晶石英	L	0.63	22.9	380
	V	0.46~0.75	29.2~74.2	404~546
	LHa	0.6~1.20	12.5~50	386~530
	LHaOth	0.55~0.91	18.3~60	416~556
蚀变石英	LHa	1.06~1.12	6~37.5	300~510
	V	0.6~0.78	32.1~35.4	430~440
	LHaOth	0.74~0.79	24.6~26.7	445~456
	VHa	1.05	9	328
脉石英	L	0.74	11	320
	V	0.62~0.78	17.5~27.5	364~406
	LHa	0.91~1.20	5~36.7	301~531
	LHaOth	0.8~1.13	13.3~28.3	290~468
矿区全部	L	0.63~0.74	11~22.9	320~380
	V	0.46~0.78	17.5~74.2	364~530
	LHa	0.6~1.20	6~37.5	300~531
	LHaOth	0.55~1.2	13.3~60	390~556

假临界均一的包裹体,其形成常被限定在较小的温压范围内,包裹体被捕获时的压力也可近似估计(Cline et al.,1994)。本次测压包裹体均属于 NaCl-H₂O 体系,因此,压力估算时参考了 NaCl-H₂O 体系实验数据(Driesner et al.,2007)。在 NaCl-H₂O 体系 *p-t* 和 *p-x* 图解(图 7)上,求得的脉石英包裹体最低捕获压力为 5~36.7 MPa,若采用 27 MPa/km 的静岩压力,则对应的捕获时的古深度约为 185~1359 m,若采用 10 MPa/km 的静水压力,则捕获时的古深度为 500~3670 m,而斑晶石英中包裹体最低捕获压力为 12.5~74.2 MPa,对应的静岩压力捕获深度为 463~2748 m,静水压力捕获深度为 1250~7420 m。

4 氢、氧同位素地球化学

加当根斑岩型矿床氢、氧同位素测试结果见表 4。含矿石英脉中 δD_{V-SMOW} 值介于 -116‰~-126‰(平均 -122‰), $\delta^{18}O_{\text{石英}}$ 介于 2.6‰~6.7‰(平均 5.0‰);黄铁矿化硅化花岗闪长斑岩中石英的 δD_{V-SMOW} 值为 -132‰~-145‰(平均 -137‰), $\delta^{18}O_{\text{石英}}$ 为 0.9‰~4.7‰(平均 2.8‰)。

在成矿流体 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 关系图(图 8)上,数据点全部落在 $\delta D = -117\text{‰} \sim -145\text{‰}$ 、 $\delta^{18}O_{H_2O} = -9.40\text{‰} \sim -1.66\text{‰}$ 区间内,远离变质水及岩浆水区域,更加靠近大气降水范围。氧同位素变化较大,具明显的“ $\delta^{18}O$ 飘移”现象,反映出其为大气降水与岩石中的氧同位素发生不同程度交换的结果(尹观等,2009)。

0.9 g/cm³ 和 1.1 g/cm³;脉石英密度介于 0.62~1.20 g/cm³,峰值为 0.7 g/cm³ 和 1.0 g/cm³;绢岩化蚀变石英密度介于 0.6~1.12 g/cm³,峰值为 0.7 g/cm³ 和 1.0 g/cm³(图 6)。

对于斑岩型矿床,如给定沸腾包裹体组合的温度及盐度数据,矿床形成时的压力可精确估计(Roedder et al.,1980)。但是本次研究未见到大量沸腾包裹体现象。不过前人的研究发现,呈临界或

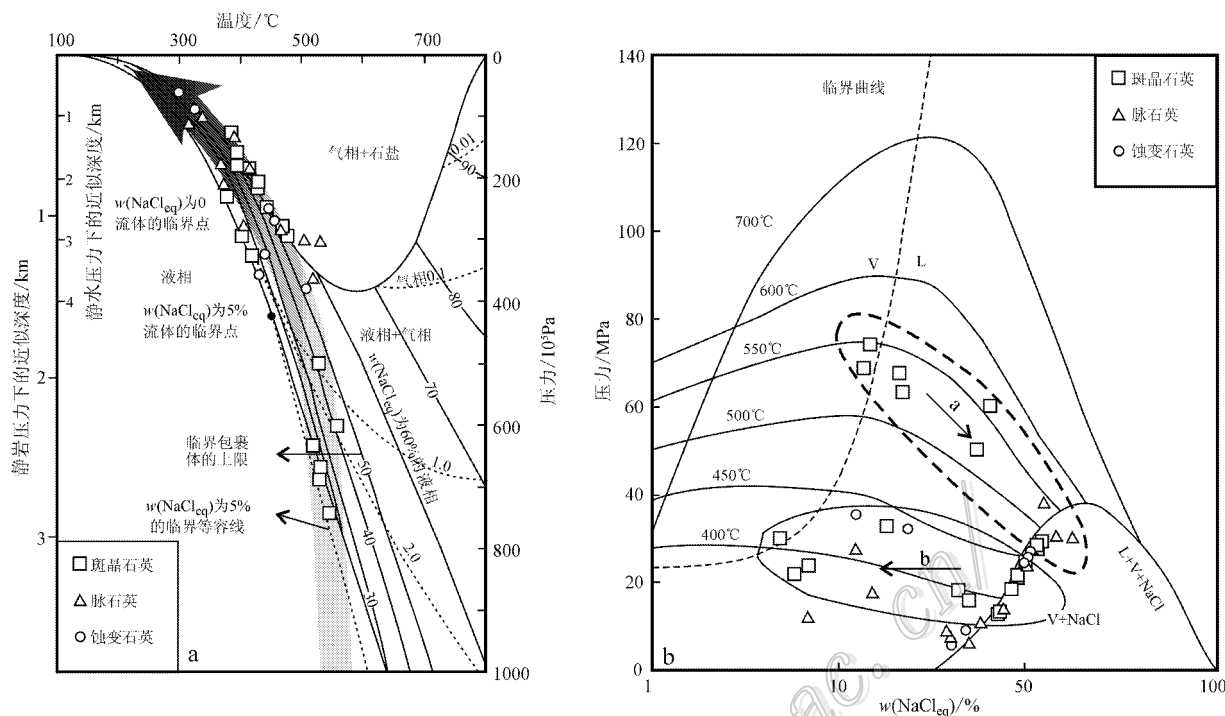


图 7 加当根斑岩铜矿含石盐包裹体在 NaCl-H₂O 体系 p - t - x 投影图

a. 最低捕获压力-温度图解和不同包裹体演化路线(根据 Fournier, 1999; Hedenquist et al., 1998; Baker et al., 2003; Seedorff et al., 2005; 张德会等, 2011); b. 最低捕获压力-盐度图解(卢焕章等, 2004)

Fig. 7 p - t - x phase diagram of fluid inclusions with halite daughter minerals in NaCl-H₂O system

a. Estimated pressure-temperature diagram and evolution paths of different fluid inclusion types (after Fournier, 1999; Hedenquist et al., 1998; Baker et al., 2003; Seedorff et al., 2005; Zhang et al., 2011); b. Estimated pressure-salinity diagram (after Lu et al., 2004)

据 Taylor (1974) 研究, 斑岩型铜钼矿床的成矿溶液大多数同时并存 2 种热液系统, 矿床中心以岩浆热液为主, 往外大气降水热液占主导地位。在岩浆结晶作用晚期, 斑岩株顶部形成了岩浆热液系统, 与此同时, 岩株外部的地下水或地层卤水受岩株热的影响发生对流循环, 从而形成了雨水热液系统。随着时间的推移, 岩株逐渐冷却, 内部岩浆热液系统逐渐消失, 外部对流循环的雨水热液系统渐渐朝内推进, 并叠加到内部热液系统的蚀变岩石上, 造成局部泥化带或黄铁绢英岩化带超覆在新鲜的侵入体之上, 导致 $\delta^{18}\text{O}$ 亏损。正如玉龙和加当根矿化蚀变岩体内石英一样, 表现出明显的 $\delta^{18}\text{O}$ 亏损。

通过对比国内驱龙、玉龙、德兴、土屋大型铜(钼)斑岩矿床含石英脉中的氢、氧同位素组成, 总体上与加当根斑岩型矿床具有相似的特征, 都显示出与大气降水混合导致“ $\delta^{18}\text{O}$ 飘移”现象, 但加当根矿床的数据点要比其他矿床的数据点更加靠近雨水线, $\delta^{18}\text{O}$ 偏移量较大。这可能与岩浆演化晚期, 热液系统以雨水热液系统为主, 从而导致蚀变岩体和矿

化石英脉内均显示出较大的 $\delta^{18}\text{O}$ 偏移量。

5 讨论

在 NaCl-H₂O 体系均一温度(t_h)和盐度双变量图解(图 9)上可见, 含石盐子晶包裹体沿氯化钠饱和线分布, 部分跨越了氯化钠饱和线, 富气相和富液相包裹体主要分布在中-低盐度靠近临界曲线区域。投影点分为明显的高温、高盐度流体和中-高温、低盐度流体 2 个组分单元。高温、高盐度流体为主要成矿流体, 其形成温度 $>440^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 30%~82%, 平均达到 47.3%~67.5%。对于高温、高盐度流体的成因有很多解释(Roedder et al., 1980; Cline et al., 1994; Zhang et al., 2007), 其产生的机理可能有 3 种: ① 直接在岩浆高温下产生; ② 通过液相不混溶作用形成(沸腾作用); ③ 在岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆直接出溶(Bodnar, 1994)。本次的研究结果更偏向于第 3 种情况, 因为出溶水的盐度是随着岩浆结晶进行时的压力以及结晶进程而

表 4 不同斑岩铜矿氢、氧同位素组成对比表

Table 4 Comparison of hydrogen and oxygen isotopes between different porphyry deposits

矿床	样号	岩性	矿物	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{\text{石英}}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{H_2O}/\text{‰}$	$t/^\circ\text{C}$
加当根	JDG03	含矿石英脉	石英	-123	5.9	-4.55	230
	JDG04	含矿石英脉	石英	-117	5.8	-4.14	240
	JDG05	含矿石英脉	石英	-116	6.5	-5.70	200
	JDG06	含矿石英脉	石英	-126	4.6	-4.85	250
	JDG07	矿化硅化蚀变斑岩	蚀变石英	-132	2.9	-1.66	400
	JDG10	矿化硅化蚀变斑岩	蚀变石英	-135	4.7	-3.45	280
	JDG13	矿化硅化蚀变斑岩	蚀变石英	-145	0.9	-3.66	400
	JDG14	含矿石英脉	石英	-125	2.8	-9.40	200
	JDG15	含矿石英脉	石英	-123	2.6	-5.16	290
	JDG16	含矿石英脉	石英	-125	6.7	-3.24	240
玉龙 (芮宗瑶等, 1984)	玉 29-2	绢英岩化斑岩	石英	-100	8.8	1.38	320
	玉 29-3	绢英岩化斑岩	石英	-102	8.2	0.65	316
	M7-325	绢英岩化斑岩	石英	-95	10.3	3.79	350
	M8-391	绢英岩化斑岩	石英	-98	7.3	0.81	350
德兴 (郭国章等, 1994)	WW-2	含矿石英脉	石英	-53	16.5	8.82	280
	WW-3	含矿石英脉	石英	-62	16.3	8.65	280
	WW-4	含矿石英脉	石英	-46	16.9	9.99	300
	021-2	矿化岩体	石英	-52	8.5	2.65	330
驱龙 (余宏全, 2006a)	QL-409	石英脉	石英	-71	9.2	2.31	300
	QL-419	石英脉	石英	-78	11.2	4.31	300
土屋 (刘敏等, 2009)	305-3-1	含矿石英脉	石英	-66	9.4	-5.1	160
	305-3-2	含矿石英脉	石英	-68	12.3	-2.2	160
	305-3-3	含矿石英脉	石英	-69	10.8	-1.4	190
	305-2-1	含矿石英脉	石英	-69	11.0	-1.2	190
	305-2-2	含矿石英脉	石英	-70	10.9	-1.3	190

注：分馏方程 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.90$ (Clayton et al., 1972)。

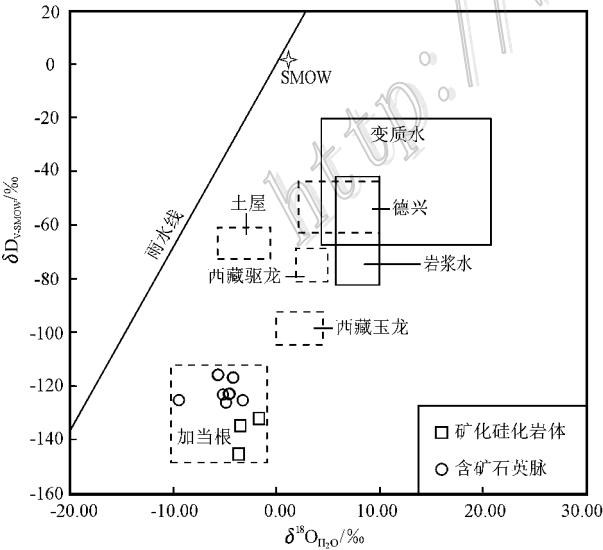


图 8 不同斑岩(铜)矿 δD - $\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解

Fig. 8 δD vs. $\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram in different porphyry deposits

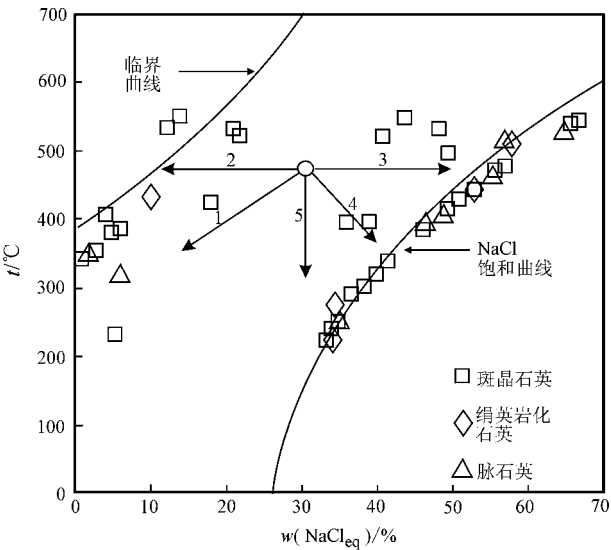


图 9 加当根斑岩铜矿流体包裹体均一温度-盐度双变量图解

Fig. 9 t - $w(NaCl_{eq})$ phase diagram of fluid inclusions in the Jiadanggen porphyry copper deposit

变化的。在 200 MPa 压力下,自岩浆中出溶的流体初始 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 相当于 40%,随结晶作用的进行,流体盐度降低;而在 50 MPa 压力下,最初出溶的流体盐度最低,随结晶作用的进行,在岩浆结晶结束时盐的质量分数高达 50%~60%(Cline et al., 1994; 张德会等, 2001)。通过计算,加当根高温、高盐度流体最低捕获压力最大值为 60 MPa,而出溶流体无法达到这么高的盐度,因此高温、高盐度流体是在岩浆演化晚期分异出的。中高温、低盐度流体主要来源于天水或天水与晚期岩浆热液的混合,温度主要集中在 220~360℃, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}}) < 20\%$ 。

加当根岩体斑晶石英中液相包裹体非常丰富(>20%),说明在岩浆结晶早期阶段,岩浆体已达到水饱和状态,从而大量成矿元素进入熔体相而相对富集,而非进入结晶相中趋于分散。随着达到水饱和的熔体从深部上升,压力降低,导致水溶液的出溶(Giggenbach, 1997),从而形成熔体相、结晶相和流体相。成矿元素是否在热液中富集,取决于它们在这 3 个相中的分配系数。岩浆中氯的含量决定了铜在流-熔体系中的分配系数,因此,出溶水溶液的盐度越高,其携带成矿金属元素的能力就越强。所以,从残余熔体相中出溶的高温、高盐度流体是主成矿流体。

加当根斑岩型矿床金属元素沉淀机制复杂,温度降低、压力降低、水岩反应和流体混合等因素都可能起作用,但是主要影响因素还应是温度降低和流体混合,其机理都是使成矿流体温度迅速降低,导致成矿物质的溶解度降低而沉淀(卢焕章等, 2004),至于压力降低和水岩反应影响不是很大。压力降低导致原始均匀流体减压沸腾,造成大量酸性组分气体逸出,从而使流体 pH 值增大,有利于成矿物质沉淀(Skinner, 1979)。通过对本矿床的研究,加当根斑岩体显示有流体沸腾作用的发生,而流体沸腾作用最容易发生在封闭系统(静岩压力)向开放系统(静水压力)转换时的压力下降地段,从而导致 CO_2 等酸性气体含量急剧降低。此外,如果相分离是等焓过程而不是等温过程,则有利于液相温度降低而使成矿物质过饱和而沉淀富集(Drummond et al., 1985)。流体与围岩之间的水岩反应的特点是流体跨越水临界态(374℃、22 MPa),同时也会经过低浓度 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 流体的临界态。实际观测到的大多数热液矿床,都是在跨越 NaCl 溶液临界线,在水的临界点附近产生矿石沉淀。从图 7a 中可以看出,包裹体沿 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 5% 溶液临界等容线分布,在 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$

为 0 的流体临界点附近处矿石沉淀。

多数研究认为,大多数热液矿床形成于地壳上部 5 km 范围内,流体压力为静水压力,而含矿岩浆侵位的深度一般限定了矿床总深度的下限(张德会等, 2011)。Seedorff 等(2005)总结了斑岩矿床的成矿深度一般为 1~6 km,最大形成深度达 9 km(美国 Butte 斑岩铜矿)。加当根斑岩矿床形成于开放环境,流体压力应为静水压力,最小成矿古深度为 600~3750 m,成矿古深度上限为 1330~7420 m。Redmond 等(2004)总结出了美国 Bingham 斑岩铜矿成矿流体的演化过程:在约 3.5 km 的古深度,即目前矿体下部约 1500 m 的深处,岩浆分离出临界流体,单相岩浆流体上升至约 2.5 km 的古深度交切两相线,产生高盐度液体(或卤水),并与蒸气相分离,卤水和蒸气继续上升形成具有钾化蚀变晕边的多世代无石英英脉,从 400℃ 下降是富铜-铁硫化物矿化形成的主要阶段,成矿深度小于 1 km。图 7a 中箭头指向推测为加当根斑岩矿床岩浆热液流体的 $p-t$ 演化趋势,从图中可以看出,加当根斑岩矿床与 Bingham 斑岩矿床有相似的成矿流体演化过程。从图 7b 中可以推测,沿箭头 a 指向,包裹体均一温度无明显变化,但最低捕获压力随盐度升高而逐渐降低,笔者是否可以大胆推测,斑岩体在上升侵位过程中,有大量地壳物质混入,导致流体盐度升高,这也和镜下观察的含石膏包裹体大量出现有关。而沿箭头 b 指向的包裹体压力、温度变化不大,但盐度急剧降低,说明在流体循环过程中有雨水的混入。

6 结 论

(1) 加当根斑岩铜矿以发育含子晶(石盐、钾盐、石膏、黄铜矿、黄铁矿、赤铁矿等)多相流体包裹体为特征,赤铁矿、石膏子晶大量出现表明岩浆结晶早期为氧化环境。

(2) 成矿流体由来自岩浆的高温、高盐度流体和以天水为主的中-高温、低盐度流体 2 个端员组分组成。前者为主要载矿流体,形成温度 > 440℃, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 30%~82%,是在浅成条件下于岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆中直接出溶形成;后者主要来源于天水或天水与晚期岩浆热液的混合,温度主要集中在 220~360℃, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}}) < 20\%$ 。

(3) 成矿物质沉淀富集与多种因素有关,但石英流体包裹体氢、氧同位素研究表明,卸载成矿主要

是由高温、高盐度流体与中-低温、低盐度流体混合而致造成“ $\delta^{18}\text{O}$ 飘移”现象明显。

(4) 石英脉和绢英岩化阶段是含矿物质沉淀的主要阶段,脉石英的流体温度集中在 $280\sim 440^{\circ}\text{C}$,绢英岩化蚀变石英中流体包裹体的均一温度介于 $240\sim 340^{\circ}\text{C}$ 。

参考文献/References

- 丰成友,李东生,吴正寿,马圣钊,李国臣,王松. 2009. 青海东昆仑成矿带斑岩型矿床的确认及找矿前景分析[J]. 矿物学报, 29(增):171-172.
- 郭国章,任启江,方长泉,徐文艺. 1994. 德兴斑岩铜矿成矿过程中地下热水运移的动力学模拟[J]. 地球化学, 23(4):402-410.
- 李东生. 2001. 托克逊环形构造与铜的成矿关系及今后找矿方向[J]. 青海地质(增刊) 41-43, 47.
- 李光明,李金祥,秦克章,张天平,肖波. 2007. 西藏班公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐高氧化成矿流体-流体包裹体证据[J]. 岩石学报, 23(5):417-434.
- 李世金,孙丰月,丰成友,刘振宏,赵俊伟. 2008a. 青海东昆仑鸭子沟多金属矿的成矿年代学研究[J]. 地质学报, 82(7):949-955.
- 李世金,孙丰月,王力,李玉春,刘振宏,苏生顺,王松. 2008b. 青海东昆仑卡尔却卡多金属矿区斑岩型铜矿的流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 27(3):399-406.
- 李兆麟. 1988. 实验地球化学[M]. 北京:地质出版社, 30-140.
- 刘斌,沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京:地质出版社, 1-230.
- 刘敏,王志良,张作衡,陈伟十,杨丹. 2009. 新疆东天山土屋斑岩铜矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 岩石学报, 25(6):1446-1455.
- 卢焕章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社, 1-260.
- 莫宣学,罗照华,邓晋福,喻学惠,刘成东,湛宏伟,袁万明,刘云华. 2007. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长[J]. 高校地质学报, 13(3):403-414.
- 芮宗瑶,黄崇珂,齐国明,徐珏,张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京:地质出版社, 1-350.
- 余宏全,丰成友,张德全,李光明,刘波,李进文. 2006a. 西藏冈底斯铜矿带甲马夕卡岩型铜多金属矿床与驱龙斑岩型铜矿流体包裹体特征对比研究[J]. 岩石学报, 22(3):689-696.
- 余宏全,李进文,丰成友,马东方,潘桂棠,李光明. 2006b. 西藏多不杂斑岩铜矿床高温高盐度流体包裹体及其成因意义[J]. 地质学报, 80(9):1434-1447.
- 余宏全,张德全,景向阳,关军,朱华平,丰成友,李大新. 2007. 青海省乌兰乌拉斑岩铜矿床地质特征与成因[J]. 中国地质, 34(2):306-313.

- 宋治杰,张汉文,李文明,张心广,王维. 1995. 青海鄂拉山地区铜多金属矿床的成矿条件及成矿模式[J]. 西北地质学, 16(1):134-146.
- 孙延贵. 1999. 鄂拉山造山带中段哇洪拉分盆地的充填机制[J]. 青海地质, 30-35.
- 孙延贵,张国伟,郭安林,王瑾. 2004. 秦-昆三向联结构造及其构造过程的同位素年代学证据[J]. 中国地质, 31(4):372-378.
- 吴健辉,丰成友,张德全,李进文,余宏全. 2010. 柴达木盆地南缘祁漫塔格-鄂拉山地区斑岩-矽卡岩矿床地质[J]. 矿床地质, 29(5):760-774.
- 尹观,倪师军. 2009. 同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社, 50-120.
- 袁道阳,张培震,刘小龙,刘百箴,郑文俊,何文贵. 2004. 青海鄂拉山断裂带晚第四纪构造活动及其所反映的青藏高原东北缘的变形机制[J]. 地学前缘, 11(4):394-402.
- 张德会,张文淮,许国建. 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约[J]. 地学前缘, 8(3):193-202.
- 张德会,徐九华,余心起,李健康,毛世德,王科强,李泳泉. 2011. 成岩成矿深度:主要影响因素与压力估算方法[J]. 地质通报, 30(1):112-125.
- 张智勇,殷鸿福,王秉璋,王瑾,张克信. 2004. 昆秦接合部海西期苦海-赛什塘分支洋的存在及其证据[J]. 地球科学, 29(6):691-696.
- Baker T and Lang J R. 2003. Reconciling fluid inclusion types, fluid processes and fluid sources in skarns: An example from the Bismark deposit, Mexico[J]. Mineralium Deposita, 38:474-495.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ solutions[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57:683-684.
- Bodnar R J, Mavrogenes J A, Anderson A J, Bajt S, Sutton S R and Rivers M L. 1993. Synchrotron XRF evidence for the sources and distribution of metals in porphyry copper deposits[J]. EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 74:669.
- Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid inclusions: VIII. The system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Experimental determination of the halite liquids and isochors for a 40wt% NaCl solution[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58:1053-1063.
- Bodnar R J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits[A]. In: Thompson J F H, ed. Magmas, Fluids and Ore Deposits[C]. Mineral Association. Canada, Short Course Series, 23:139-152.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Journal of Geophysical Research, 77:3057-3607.
- Cline J S and Bodnar R J. 1994. Direct evolution of brine from an acrytallizing silicic melt at the Questa, New Mexico molybdenum deposit[J]. Econ. Geol., 89(8):1780-1802.

- Driesner T and Heinrich C A. 2007. The system H_2O -NaCl Part I : Correlation formulae for phase relations in temperature-pressure-composition space from 0 to 1000°C , 0 to 5000 bar and 0 to 1 X_{NaCl} [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 71 : 4880-4901.
- Drummond S E and Ohmoto H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems [J]. *Econ. Geol.* , 80 : 126-147.
- Fournier R O. 1999. Hydrothermal process related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment [J]. *Econ. Geol.* , 94 : 1193-1212.
- Giggenbach W F. 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems [A]. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [M]. New York : John Wiley. 737-796.
- Hedenquist J W , Arribas A and Reynolds T J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system : Far southeast-Iepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits , Philippines [J]. *Econ. Geol.* , 93 : 373-404.
- Heathersay P S and Walshe J L. 1995. Endeavour 26 North : A porphyry copper-gold deposit in the Late Ordovician shoshonitic Goonumbra Volcanic Complex , New South Wales , Australia [J]. *Econ. Geol.* , 90 : 1506-1532.
- Henley R W and McNabb A. 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement [J]. *Econ. Geol.* , 73 : 1-19.
- Rankin A H , Ramsey M H , Coles B , Van Langevelde F and Thomas C R. 1992. The composition of hypersaline , iron-rich granitic fluids based on laser-ICP and synchrotron-XRF microprobe analysis of individual fluid inclusions in topaz , Mole granite , eastern Australia [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 56 : 67-79.
- Redmond P B , Einaudi M T and Inan E E. 2004. Copper deposition by fluid-cooling in intrusion-centered systems : New insights from the Bingham porphyry ore deposit , Utah [J]. *Geology* , 32 : 217-220.
- Roedder E. 1970. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham , Utah , Butte , Montana and Climax , Colorado [J]. *Econ. Geol.* , 66 : 98-120.
- Roedder E and Bodnar R J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* , 8 : 263-301.
- Seedorff E , Dilles J H , Proffett J R J M , Einaudi M T , Zurcher L , Stavast W J A , Johnson D A and Barton M D. 2005. Porphyry deposits : Characteristics and origin of hypogene features [A]. *Hedenquist J W et al. Econ. Geol. 100th Anniversary Volume* [C]. *Lithology : Society of Economic Geologists , Inc.* 251-298.
- Skinner B J. 1979. The many origins of hydrothermal mineral deposits [A]. In : Barnes H L , ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [C]. New York : John Wiley and Sons. 1-12.
- Sterner S M , Hall D L and Bodnar R J. 1988. Synthetic fluid inclusions - V. Solubility relations in the system NaCl-KCl- H_2O under vapor-saturated conditions [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 52 : 989-1005.
- Taylor H P J. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Econ. Geol.* , 69 : 843-883.
- Ulrich T , Gunther D and Heinrich C A. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits [J]. *Nature* , 399 : 676-679.
- Wilkinson J J , Rankin A H , Mulshaw S C , Nolan J and Ramsey M H. 1994. Laser ablation-ICP-AES for the determination of metals in fluid inclusions : An application to the study of magmatic ore fluids [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 58 : 1133-1146.
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits [J]. *Lithos* , 55 : 229-272.
- Zhang D , Xu G , Zhang W and Golding S D. 2007. High salinity fluid inclusions in the Yinshan polymetallic deposit from the Le-De metallogenic belt in Jiangxi Province , China : Their origin and implications for ore genesis [J]. *Ore Geology Reviews* , 31 : 247-260.