

文章编号: 0258-7106 (2005) 04-0398-11

西藏冈底斯三处斑岩铜矿床流体包裹体 及成矿作用研究*

孟祥金, 侯增谦, 李振清

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘要 对西藏冈底斯斑岩铜矿带中的驱龙、冲江斑岩铜矿床和与斑岩有关的帮浦铜多金属矿床进行了流体包裹体岩相学、显微测温 and 激光拉曼探针分析。对斑岩中斑晶石英、硅化脉石英和热液矿物硬石膏内流体包裹体的观测表明,与成矿有关的流体包裹体可以分为气相包裹体、液相包裹体、含子晶的多相包裹体等 3 类。它们的均一温度变化较大(191 ~ 550 °C),气相包裹体与含子晶多相包裹体的均一温度相近,主要集中于 300 ~ 550 °C 之间。流体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.91% ~ 66.75%,含石盐子晶包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 范围为 32.70% ~ 66.75%。激光拉曼光谱分析表明,子晶以石盐为主,并有较多的黄铜矿;气相包裹体和液相包裹体的气相中含有 CO_2 。低密度的气相包裹体与高密度的液相包裹体、高盐度的含子晶包裹体共生,其均一温度范围一致,但盐度相差较大,指示成矿流体有不混溶作用或沸腾作用。成矿流体来自于岩浆的出溶;金属硫化物直接来源于岩浆。斑晶石英内流体包裹体中的不混溶作用与岩浆的初始沸腾有关;硅化脉石英捕获的流体包裹体与岩浆的二次沸腾有关;而硬石膏内流体包裹体的不混溶与两种不同性质流体的混合作用有关。斑晶石英中包裹体内的黄铜矿子晶是岩浆流体高金属含量的表征而不是矿化开始的标志。冈底斯成矿带内斑岩铜矿的成矿始于岩浆期后高温阶段,随后的高-中温热液阶段是流体大量沉淀矿质的重要时期。

关键词 地球化学;成矿作用;流体包裹体;激光拉曼光谱;斑岩铜矿;冈底斯;西藏

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

数十年来,斑岩铜矿由于其巨大的经济价值一直是重点勘查、开发和研究的对象。斑岩铜矿包裹体的研究可以揭示其成矿流体的性质、来源与成矿过程。已有的研究表明,斑岩铜矿内的高盐度、高温流体包裹体通常与低密度的气相包裹体共生,显示出成矿流体的岩浆来源(Bodnar, 1995);岩浆岩、蚀变矿物和流体包裹体稳定同位素组成表明,岩浆水和大气水是斑岩铜矿流体系统的主要组成部分(Taylor, 1974; 芮宗瑶等, 1984; Dilles et al., 1992; Sheets et al., 1996);地质观测、实验结果和流体化学证据更倾向于斑岩铜矿的成矿金属物质主要来源于岩浆流体的观点(Candela et al., 1986; Heinrich et al., 1992; Bodnar, 1995; Hedenquist et al., 1998; Ulrich et al., 1999)。随着测试技术的提高和测试手段的不断进步,对流体包裹体的研究更加深入,如

对单个包裹体的激光拉曼光谱分析及激光-电感耦合等离子质谱(LA-ICP-MS)分析(Ulrich et al., 2001),可以精确测定包裹体内物质的组成与含量,追踪包裹体的形成演化史,为揭示成矿作用提供重要信息。近年来的地质工作显示,位于西藏陆-陆碰撞造山带的冈底斯斑岩铜矿带具有较大的资源潜力(侯增谦等, 2001; 曲晓明等, 2001)。本文选择冈底斯斑岩铜矿带内矿化特征相同、成矿时间一致的两个典型的斑岩铜矿床——驱龙铜矿和冲江铜矿,以及与斑岩有关的帮浦铜多金属矿床,对其流体包裹体进行岩相学观测、显微测温,并运用激光拉曼光谱技术对单个包裹体进行成分分析,以求认识和探讨陆-陆碰撞造山带环境下斑岩铜矿的成矿物质来源与成矿作用。

* 本文受国家重点基础研究发展规划项目(编号 2002CB412600)资助
第一作者简介 孟祥金,男,1966 年生,副研究员,从事矿床学研究。
收稿日期 2004-01-05; 改回日期 2005-03-08。许德焕编辑。

1 区域地质与矿床地质

1.1 区域地质

冈底斯斑岩铜矿带位于西藏印度-亚洲陆-陆碰撞造山带拉萨地体南缘冈底斯火山-岩浆弧中东段, 平行于雅鲁藏布江缝合带展布。拉萨地体基底的时代为中元古代—早寒武世 (Harris et al., 1988; Dewey et al., 1988), 上覆的沉积地层主要为奥陶系、石炭系、三叠系浅海相碎屑沉积序列 (Yin et al., 1988)。中白垩世时形成的新特提斯洋向北俯冲, 形成日喀则弧前盆地和冈底斯岩浆弧带 (Harrison et al., 1992; Durr, 1996)。冈底斯岩浆弧主要由中-新生代酸性侵入岩和火山岩组成, 其岩浆活动时间主要集中在 120 ~ 20 Ma 之间 (Xu et al., 1985; Harrison et al., 2000), 在 110 ~ 90 Ma、55 ~ 45 Ma 和 30 ~ 24 Ma, 形成 3 个岩浆侵位高峰 (Schäfer et al., 1984; Yin et al., 2000)。约在 13.5 ~ 14 Ma 以前, 该地区开始发生东西向伸展作用 (Coleman et al., 1995; Bllsnluk et al., 2001), 形成了横切拉萨地体的南北向正断层系 (地堑裂谷)。中新世含矿斑岩侵位在碰撞后地壳局部伸展环境, 侵入冈底斯花岗岩

基以及二叠纪-新近纪地层中。在冈底斯带, 已发现的矿床集中产于该带中东段长逾 400 km、南北宽约 200 km 的范围内 (图 1)。

1.2 矿床地质

驱龙铜矿床与帮浦铜多金属矿床位于冈底斯斑岩铜矿带的东段, 冲江铜矿床位于其中段 (图 1)。驱龙与冲江铜矿床具有典型的斑岩铜矿特征, 而帮浦矿床是与斑岩有关的斑岩型铜多金属矿床, 它们的成矿时间具有高度的一致性 (14 ~ 16 Ma) (孟祥金等, 2003)。

驱龙铜矿 矿区出露中侏罗统叶巴组酸性熔岩及火山碎屑岩夹碳酸盐岩、砂岩、砂板岩, 古近系丁拉组流纹质英安岩、粗面岩等。含矿斑岩为古近系的石英二长花岗斑岩、黑云母二长花岗斑岩, 近东西向分布, 呈复式侵入于叶巴组火山岩内。主要矿化为黄铜矿化、辉钼矿化和黄铁矿化, 呈细脉状、浸染状分布在黑云母二长花岗斑岩、石英二长花岗斑岩内。一般 Cu 品位为 0.16% ~ 0.59%、Mo 品位为 0.317% ~ 0.636% (程力军等, 2001)。初步钻探结果表明, 含矿斑岩体内的矿化深度大于 500 m。矿区发育钾化、硅化、绢云母化、高岭石化、青磐岩化蚀变。从斑岩体内到外, 大致形成钾硅酸岩化-硅化绢

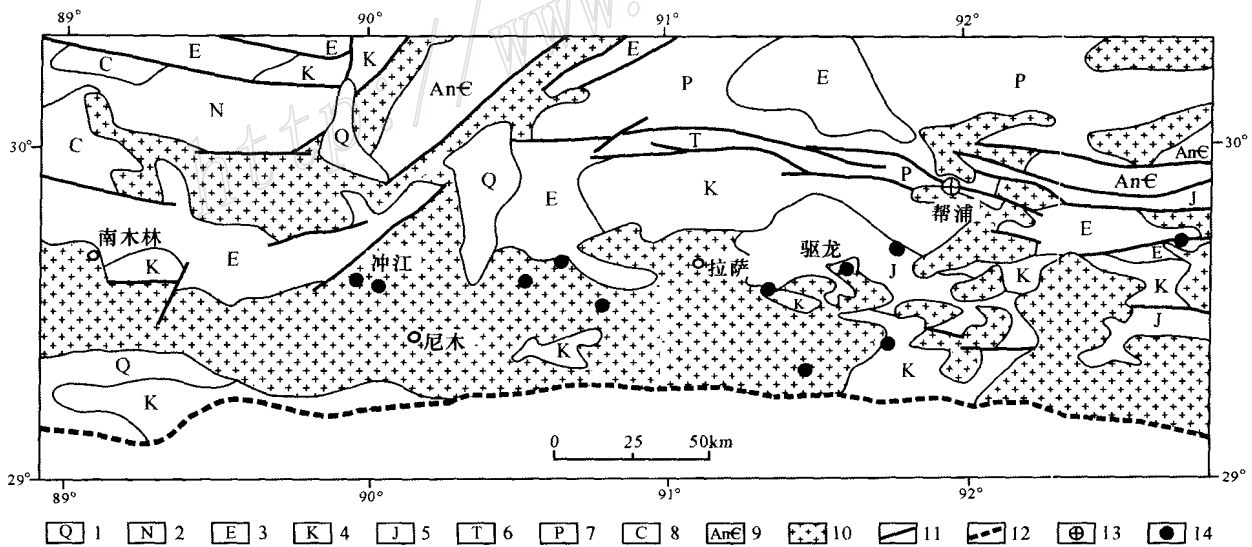


图 1 西藏冈底斯带斑岩铜矿分布 (据中国地质调查局 1: 50 万数字化地质图修编)

1—第四系; 2—新近系; 3—古近系; 4—白垩系; 5—侏罗系; 6—三叠系; 7—二叠系; 8—石炭系; 9—前寒武系;
10—燕山-喜马拉雅期花岗岩; 11—断层; 12—缝合带; 13—多金属矿; 14—铜矿

Fig.1 Location of the porphyry copper deposits in Gangdese belt, Tibet (modified after 1: 500000 digitalized geological map by China Geological Survey)

1—Quaternary; 2—Neogene; 3—Paleogene; 4—Cretaceous; 5—Jurassic; 6—Triassic; 7—Permian; 8—Carboniferous; 9—Precambrian;
10—Granite of Yanshan and Himalayan periods; 11—Fault; 12—Suture; 13—Poly metallic deposit; 14—Copper deposit

云母化(高岭石化)-青磐岩化面型蚀变分带。钾硅酸岩化主要表现为黑云母化、钾长石化;强硅化地段出现大量的石英细脉,硅化绢云母化发育,高岭土化局部可见;青磐岩化主要分布于斑岩体边部及其围岩内。矿化主要出现在钾硅酸岩化地段。

冲江铜矿 矿区出露地层主要为上白垩统设兴组砂泥质碎屑岩、安山岩和长英质凝灰岩。含矿岩石为似斑状黑云二长花岗岩。有大量的闪长玢岩脉出露。矿化呈明显的面状形式,以稀疏浸染状、细脉浸染状、团斑状矿化为主。一般 Cu 品位为 0.1%~0.81%、Mo 品位为 0.001%~0.12%。主要金属矿物为黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿,有少量的斑铜矿、方铅矿和闪锌矿。矿化蚀变类型和蚀变分带特征与驱龙铜矿相似。铜矿化出现于钾硅酸盐化和强硅化地段。

帮浦铜多金属矿 矿区出露古新统典中组中酸性凝灰岩和下二叠统洛巴堆组灰岩。在中酸性凝灰岩内有呈岩株状产出的二长花岗岩斑岩体,地表出露面积不足 0.4 km²,其岩性特征与冈底斯带内的含铜斑岩(侯增谦等,2001;曲晓明等,2001)相同。矿床由产于斑岩体内接触带的 Cu、Mo 矿体以及外接触带中的似层状、脉状含银的 Pb、Zn 矿体组成。斑岩内为细脉浸染状铜、钼矿化,其矿石矿物组合为黄铜矿-黄铁矿-辉钼矿。斑岩体接触带外的灰岩、火山岩内为脉状铅锌铜矿化,其矿石矿物组合为黄铜矿-磁黄铁矿-磁铁矿-斑铜矿-方铅矿-闪锌矿-黄铁矿。岩体内的铜、钼矿化较弱,Cu 含量一般小于 0.2%,围岩中的矿化较强,Cu、Pb、Zn 含量分别为 0.13%~0.23%、0.82%~60.2%、7.66%~44.16%。含矿斑岩内以钾化、硅化、绢云母化蚀变为主;斑岩体外的围岩具有矽卡岩化、硅化、大理岩化以及青磐岩化等蚀变。

驱龙矿床与冲江矿床的成矿阶段大致相同,具多期多阶段性,大致为:岩浆晚期的浸染状(团斑状)矿化阶段(少量黄铜矿和黄铁矿),岩浆期后高~中温热液细脉浸染状矿化阶段(黄铜矿-黄铁矿-辉钼矿),岩浆期后中~低温热液细脉浸染状矿化阶段(黄铜矿-黄铁矿-辉钼矿-斑铜矿-方铅矿-闪锌矿),表生期氧化阶段(孔雀石-铜蓝等)。在帮浦矿床,除上述几个阶段外,还有岩浆晚期与岩浆期后之间的矽卡岩期成矿阶段(黄铜矿-黄铁矿-磁铁矿-磁黄铁矿)。据上述 3 个矿床的地质特征与矿化特点初步分析,帮浦矿床的剥蚀程度较低,相对而言,冲江矿

床的剥蚀程度比驱龙矿床要略高一些。

2 流体包裹体观测

流体包裹体岩相学在 Olympus BH2 显微镜上观察,显微测温在中国地质科学院矿产资源研究所“成岩成矿流体地球化学实验研究室”的法国产 CHAIXMECA 冷热台(-180℃~+600℃)上进行。包裹体测试时,在小于 30℃时升温速率为 1℃/min,在大于 150℃时升温速率为 10℃/min,在相变化附近升温速率减小到 1℃/min。

单个包裹体的激光拉曼光谱测定在中国地质大学(武汉)流体包裹体实验室英国 RENISHAW 公司的 MKI-1000 型激光拉曼光谱仪上进行。测试条件:激光波长 514.5 nm,狭缝宽度 25 μm,输出功率 12.5 mW。

本次工作主要对驱龙、冲江两个斑岩铜矿的斑晶石英、硅化脉石英、硬石膏和帮浦铜多金属矿床斑岩内的硅化脉石英进行流体包裹体的观测研究。流体包裹体岩相学研究表明,该区捕获流体包裹体的寄主矿物主要为石英、萤石、硬石膏。斑晶石英是早期岩浆结晶阶段的产物,硅化脉石英是在岩浆期后中-高温阶段由强硅化蚀变所形成,硬石膏的形成略晚于硅化脉石英,系在中温热液阶段形成。本次观测的样品中,斑晶石英位于钾硅酸盐化蚀变带内,硅化脉石英与硬石膏均位于硅化绢云母化蚀变带内。样品观测数及测试结果见表 1。

2.1 流体包裹体类型

斑晶石英和硅化脉石英中流体包裹体丰富,硬石膏中流体包裹体不太发育。包裹体分为原生、次生和假次生,以原生为主。原生包裹体是本次研究的对象。根据流体包裹体在室温下的相态特征和均一特点,可将其划分为下列 3 种类型:

I 类 气相包裹体,其含量占包裹体总量的 <1%~10%。通常在斑晶石英和硬石膏中出现,硅化脉石英中少见。室温下为气、液两相(V+L),气相颜色较深。气液比为 60%~95%。大小为 10~35 μm。呈负晶形、扁圆状、不规则状。部分包裹体的气相中含有 CO₂(图 2a)。加热后均一成气相。与其他类型包裹体共生,分布不均匀。

II 类 液相包裹体,其含量占包裹体总数的 30%~65%。室温下为两相(V+L)(图 2b、f)。气液比变化较大,集中于 3%~15%和 30%~60%两

表 1 流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in the porphyry copper deposits in Gangdese belt, Tibet

类型	冰点温度/ °C		均一温度/ °C		石盐熔化温度/ °C		盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ / %	
	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
冲江矿床								
主晶矿物: 斑晶石英(5)								
I			431 ~ 478	449(4)				
II	- 21.2 ~ - 1.8	- 12.58(9)	191 ~ 425	304(19)			3.06 ~ 23.18	15.02(9)
III			316 ~ 409	367(8)	235 ~ 396	334(8)	33.79 ~ 47.01	41.78(8)
主晶矿物: 硅化脉石英(5)								
II	- 20.5 ~ - 5.7	- 12.47(6)	245 ~ 321	297(13)			8.81 ~ 22.18	15.75(6)
III			291 ~ 355	341(8)	268 ~ 352	323(8)	35.85 ~ 42.59	40.14(8)
驱龙矿床								
主晶矿物: 斑晶石英(7)								
I			294 ~ 550	425(21)				
II	- 19.3 ~ - 1.7	- 9.65(8)	261 ~ 550	384(38)			2.90 ~ 21.89	12.63(8)
III			310 ~ 550	405(16)	253 ~ 550	386(16)	34.87 ~ 66.75	47.04(16)
主晶矿物: 硅化脉石英(7)								
II	- 21.1 ~ - 3.2	- 14(16)	218 ~ 453	376(41)			5.26 ~ 23.18	16.9(16)
III			362 ~ 446	398(7)	216 ~ 409	357(7)	32.70 ~ 48.43	43.63(7)
主晶矿物: 硬石膏(3)								
I			227 ~ 243	235(2)				
II	- 13.9 ~ - 1.1	- 3.4(15)	225 ~ 344	297(31)			1.91 ~ 17.70	5.27(15)
III			313 ~ 400	316(5)	225 ~ 400	353(5)	33.20 ~ 47.44	39.89(5)
帮浦矿床								
主晶矿物: 硅化脉石英(3)								
I			375 ~ 403	389(3)				
II	- 17.5 ~ - 21.3	- 19.84(5)	261 ~ 357	288(12)			20.60 ~ 23.18	22.25(5)
III			241 ~ 550	376(23)	236 ~ 437	348(23)	33.81 ~ 51.68	42.64(23)

注: 括号内数字为被测试的主晶矿物的薄片数及各测试项的测试点数。

区间内。个体相差较大,在 3 ~ 40 μm 之间。形态为长柱状、不规则状、四边形、圆滴状、负晶形。加热后均一成液相,少数为临界态均一。在对单个的液相包裹体和含子晶的三相包裹体进行激光拉曼光谱分析时发现,在这两类包裹体中,部分包裹体的气相内不同程度地含有 CO_2 (图 2c)。这些含 CO_2 的液相包裹体多数在室温及冷冻或升温过程中 CO_2 相态特征表现不明显。

III类 含子晶的三相包裹体,分布普遍,在斑晶石英中十分发育。其含量占包裹体总量的 15% ~ 60%。室温下为三相(V + L + S)。大小为 2 ~ 40 μm ,一般为 18 ~ 20 μm 。呈不规则状或略呈负晶形。子晶以石盐及不透明矿物为主,有少量的钾盐(图 2d)。石盐子晶多呈立方体,淡绿色,大小一般为 < 1 ~ 10 μm 。不透明矿物子晶为黄铜矿和黄铁矿,以黄铜矿为主(图 2c、d、e、f)。黄铜矿呈不规则状、三角形(图 2d),多数粒度很小。根据子晶的种类与组合,可分为多子晶包裹体、含石盐子晶包裹体和含不透

明矿物子晶包裹体。多子晶包裹体内常见石盐和黄铜矿等多个子晶(图 2d、e、f);含石盐子晶包裹体只含有石盐子晶(图 2b),其分布的数量在斑晶石英、硅化脉石英和硬石膏中依次减少;含不透明矿物的包裹体内,只含有不透明矿物(图 2c),其液相体积一般较大。

上述 3 类流体包裹体呈自由式分布、独立分布和群体分布,多具有共生关系。有时,3 类包裹体一同出现(图 2f),它们的均一温度相近(例如驱龙矿床内的斑晶石英,其 3 类流体包裹体的均一温度在 294 ~ 550 $^{\circ}\text{C}$ 之间)(表 1),这可能表明,在包裹体形成时有流体沸腾发生(Roedder, 1984)。

2.2 显微测温结果

根据液相包裹体的冰点温度,查阅刘斌等(1999)的冰点-盐度换算表,得到盐度值。对含盐类子晶的包裹体,通过记录子晶熔化(消失)温度,利用 Hall 和 Sterner 等人的公式(刘斌等,1999)求得盐度。测试结果见表 1。

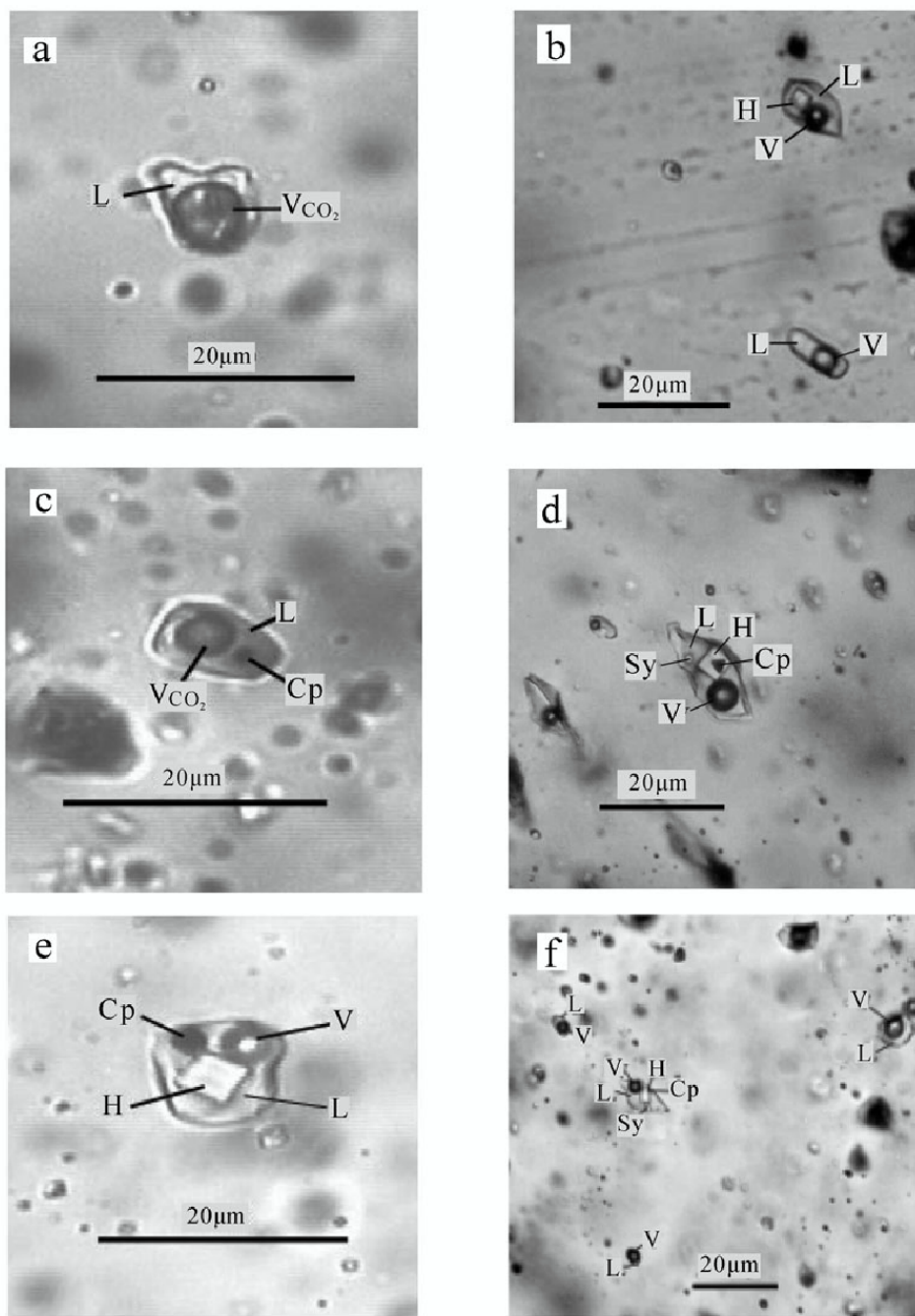


图 2 流体包裹体显微照片

a—I类包裹体(冲江矿床,样品号 CZ40-1);b—II类与 III类包裹体(驱龙矿床,样品号 QK31);c—III类含 CO_2 及黄铜矿子晶包裹体(帮浦矿床,样品号 BP32-1);d—III类含黄铜矿和多个盐类子晶包裹体(驱龙矿床,样品号 02-8);e—III类含石盐和黄铜矿子晶包裹体(驱龙矿床,样品号 QK40-3);f—石英斑晶中 3 类包裹体共存(驱龙矿床,样品号 QK40);V—气相;V CO_2 —含 CO_2 气相;L—液相;H—石盐子晶;Sy—钾盐子晶;Cp—黄铜矿子晶

Fig.2 Microphotographs of fluid inclusions in quartz from the porphyry copper deposits in Gangdese belt, Tibet
a—type I fluid inclusion (CZ40-1); b—type II and III fluid inclusions (QK31); c— CO_2 - and chalcopyrite-bearing type III fluid inclusion (BP32-1); d—type III polyphase brine inclusion, containing chalcopyrite, halite crystals and some other transparent daughter crystal (02-8); e—type III inclusion, containing halite and chalcopyrite crystals (QK40-3); f—coexisting of three types of fluid inclusions in quartz phenocrystal (QK40); V—vapor phase; V CO_2 — CO_2 -bearing vapor phase; L—liquid phase; H—halite; Sy—sylvite; Cp—chalcopyrite

前述 3 个矿床流体包裹体的均一温度和盐度特征相似。在斑晶石英中, I 类包裹体的均一温度变化范围为 294 ~ 550 °C, 主要集中于 390 ~ 520 °C 之间; II 类包裹体的均一温度变化范围大, 为 191 ~ 550 °C, 平均值为 304 ~ 384 °C, 具有中低盐度, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 平均值为 12.63 % ~ 15.02 %; III 类包裹体为高盐度包裹体, 平均盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 41.78 % ~ 47.04 %, 均一温度为 367 ~ 550 °C, 有少量包裹体在 550 °C 时仍未均一。石盐子晶的熔化(消失)温度平均值为 334 ~ 386 °C, 其以三种方式消失: 先于气相消失, 均一成液相; 后于气相消失, 均一成液相; 与气相同时消失, 临界态均一。后两种方式只在斑晶石英中出现。

硅化脉石英, 除帮浦矿床外, 都缺少 I 类包裹体, II 类包裹体比 III 类发育。I 类包裹体的均一温度为 375 ~ 403 °C, 低于斑晶石英; II 类包裹体的均一温度比斑晶石英的略低, 平均为 288 ~ 376 °C, 其盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 15.75 % ~ 22.25 %, 略高于斑晶石英的同类包裹体; 其 III 类包裹体与斑晶石英的相同, 均一温度平均值为 341 ~ 398 °C, 子晶熔化(消失)温度为 323 ~ 357 °C, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 平均为 40.14 % ~ 43.63 %。

硬石膏内的各类型包裹体的均一温度比较相近(225 ~ 400 °C), 都低于两种石英内的包裹体。其盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 与石英内的包裹体相当(1.91 % ~ 17.70 %, 33.20 % ~ 47.44 %)。从斑晶石英到硅化脉石英再到硬石膏, 相同类型包裹体的温度与盐度的组成特点表明, 流体具有从高温、高盐度到中低温、中低盐度持续演化的过程。

在斑晶石英、硅化脉石英和硬石膏内, 均含有盐度明显不同的两类包裹体(图 3), 即高盐度 [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) > 30\%$] 包裹体和低、中盐度 [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 1.91 % ~ 23.18 %] 包裹体。这与典型斑岩型铜矿流体包裹体的特征基本一致(Nash, 1976), 与冈底斯带南木斑岩铜矿和藏东玉龙斑岩铜矿也完全相同(张绮玲等, 2003; 李荫清等, 1981)。

2.3 单个包裹体成分

对不同主晶内不同类型的包裹体进行了激光拉曼探针分析(图 4)。结果表明, CO_2 在 3 类包裹体的气相中普遍可见, 如 I 类包裹体的气相成分具有明显的 1388 cm^{-1} 和 1284 cm^{-1} 峰(图 4a), II 类和 III 类包裹体中气相的峰值也显示有 CO_2 (图 4b, III 类)。

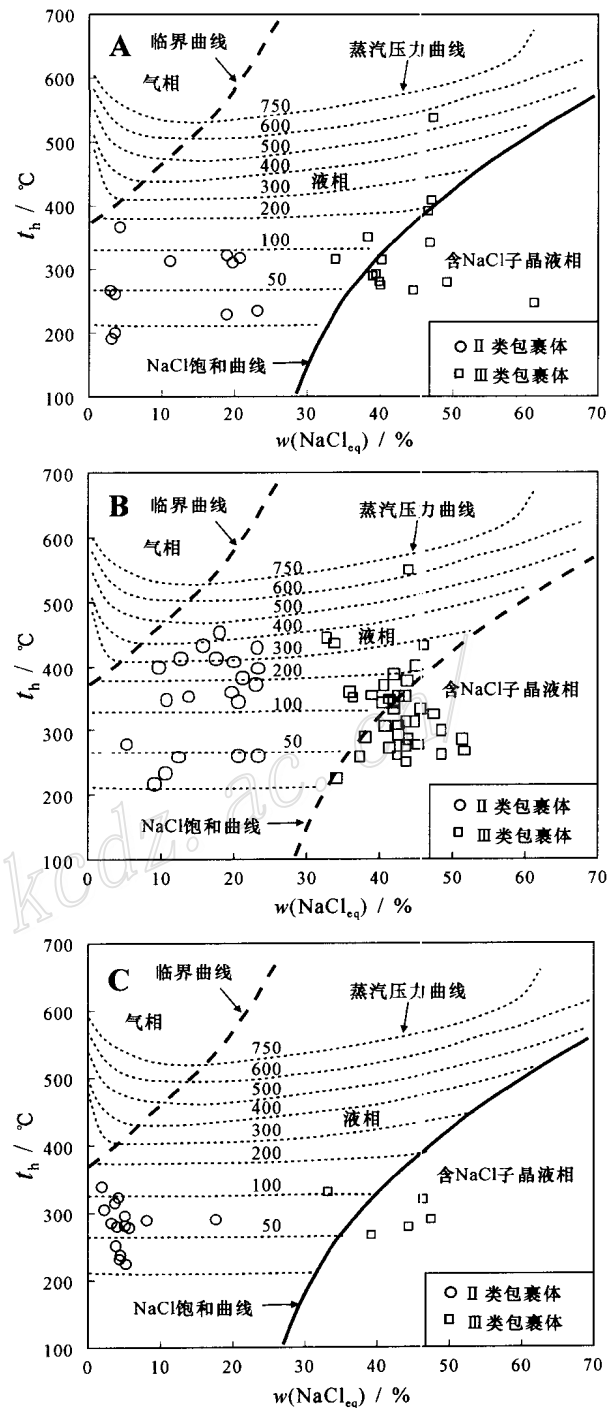


图 3 流体包裹体均一温度-盐度图

[原图为 NaCl-H₂O 体系, 石盐饱和曲线和蒸汽临界曲线引自 Chou(1987)]

A—石英斑晶; B—脉石英; C—硬石膏

Fig. 3 Homogenization temperature vs. salinity plotted on a section from the NaCl-H₂O system

Halite saturation and critical curves from Chou (1987)

A—quartz phenocrystal; B—quartz vein; C—anhydrite

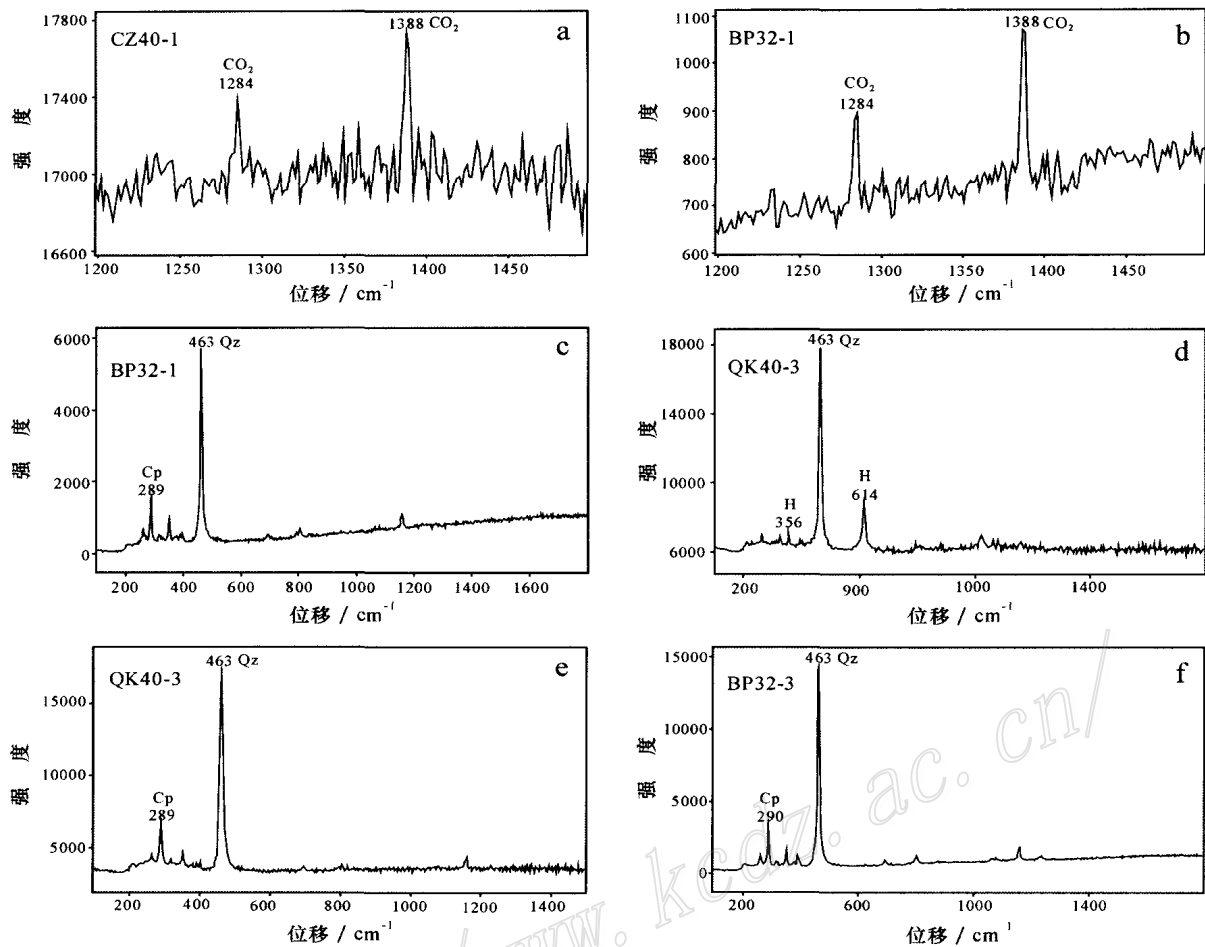


图4 石英内流体包裹体激光拉曼光谱图谱

a—I类包裹体气相成分谱线(样品号 CZ40-1,照片 2a); b c e f—III类包裹体气相与子晶成分谱线(样品号 BP32-1,照片 2c;样品号 QK40-3,照片 2e;样品号 BP32-3); d—II类包裹体子晶成分谱线(样品号 QK40-3,照片 2e); Cp—黄铜矿; H—石盐; Qz—石英

Fig.4 Laser Raman spectra of fluid inclusions in quartz

a—vapor phase of type I inclusions (No. CZ40-1, Fig. 2a); b c e f—vapor phase and daughter crystals of type III inclusions (No. BP32-1, Fig. 2c; No. QK40-3, Fig. 2e; No. BP32-3), respectively; d—daughter crystal of type II inclusions (No. QK40-3, Fig. 2e); Cp—chalcopyrite; H—halite; Qz—quartz

II类与III类包裹体的液相显示出很强的水峰 3431 cm^{-1} ,其主要成分应为 H_2O 。III类包裹体内石盐子晶的峰值很明显,为 356 cm^{-1} 和 614 cm^{-1} (图 4d),不透明子矿物峰值为 289 cm^{-1} (图 4c),指示为黄铜矿。斑晶石英与硅化脉石英的多个不透明矿物子晶分析的结果均显示出黄铜矿的特征峰值(图 4e、f),说明不透明子矿物可能以黄铜矿为主。

3 成矿物质来源与成矿作用讨论

本次工作选择的包裹体寄主矿物为斑晶石英、硅化脉石英和硬石膏,是斑岩成矿演化过程不同阶

段的产物。斑晶石英多形成于岩浆结晶早期阶段的高温高压环境;硅化脉石英为强硅化蚀变产物,由岩浆期后的高温热液充填形成;硬石膏与热液石英等一起呈脉状或角砾状沿裂隙充填,应为岩浆期后高中温热液阶段的产物。斑晶石英的包裹体内含有大量的黄铜矿子晶,表明在斑岩结晶分异过程中已经有富含成矿金属物质的流体存在,暗示成矿金属物质来自于岩浆。这与近来对流体包裹体进行显微分析的结果相一致(Diamond et al., 1990; Boiron et al., 1991; Mavrogenes et al., 1995; Dammam et al., 1996; Ulrich et al., 2001)。

在斑岩的石英斑晶中,存在由石盐子晶熔化而

均一及石盐子晶与气相同时消失而均一的含石盐子晶的包裹体,说明包裹体捕获了高温和高于蒸汽饱和和压力条件下的饱和石盐溶液(Bodnar, 1994; Cline et al., 1994)(图 3A)。石盐子晶消失的 3 种方式共存,指示包裹体形成时有超临界流体存在。斑晶石英内的高盐度包裹体直接来自岩浆的出溶而非由热水溶液的不混溶作用形成。驱龙和冲江矿床中斑晶石英内包裹体组合特征显示,富气相的低密度包裹体与含石盐子晶的高盐度包裹体、富液相的高密度包裹体共存(图 2f),具有相同的均一温度(在 191~400 °C 之间),但盐度差别很大(图 3A),激光拉曼探针分析显示其气相中存在 CO₂(图 2c),说明斑晶石英形成时有流体沸腾作用(Roedder, 1984)或不混溶作用。然而,这种沸腾发生于岩浆结晶分异阶段,并未导致黄铜矿在岩浆内大量沉淀。除包裹体内有细粒的以子晶方式出现的黄铜矿外,在斑晶石英内并未见有同期形成的黄铜矿。斑晶石英内包裹体所显示的这一不混溶作用可能与成矿无直接关系。斑晶石英中包裹体内的黄铜矿子矿物是石英结晶后封闭在石英包裹体内的含铜流体由于温度降低而形成的,在这种条件下形成的黄铜矿具有特征的三角形及很小的粒度(图 2d f)。这与 Hezarkhani 等(1999)对 Sungun 斑岩铜矿的研究结果相符,即温度的下降使铜达到饱和而直接析出黄铜矿。由此说明,岩浆是成矿金属物质的直接来源。

对斑岩铜矿中铜赋存状态的研究表明,铜在流体中主要以氯化物 CuCl_(aq)(Crerar et al., 1976)或 CuCl₂(Var'yash et al., 1981; Zotov et al., 1995)的形式存在。Cu 的溶解度随着 Cl⁻ 含量的降低而降低,达到饱和状态即形成黄铜矿。西藏冈底斯带 3 个矿床的包裹体研究结果显示,斑晶石英、硅化脉石英和硬石膏均有含石盐子晶的包裹体,但数量递减。斑晶石英中由石盐最后消失而均一的包裹体可能捕获了饱和和石盐的热液(Eastoe, 1978; Cloke et al., 1979; Wilson et al., 1980)而具有高盐度,硅化脉石英和硬石膏缺少该类包裹体,可能表明在成矿演化过程中流体盐度不断下降。流体盐度的降低预示着铜的析出而形成黄铜矿。由此可以解释在岩浆期后高温阶段黄铜矿沉淀形成浸染状矿石、在稍后的高中温阶段大量沉淀形成细网脉状矿石的地质事实。

铜的沉淀除受流体氯的浓度影响外,温度和流体酸碱度的变化也可以控制流体黄铜矿的形成。温度下降可以引起流体铜的溶解度减小而直

接导致黄铜矿的沉淀。流体 pH 值的增高也能导致铜溶解度的降低,使铜以黄铜矿的形式沉淀出来(Hezarkhani et al., 1999),流体沸腾与流体混合均可使其 pH 值增大。流体沸腾引起相态分离,酸性组分如 HCl、CO₂、SO₂、H₂S 等进入气相而使流体酸度减弱(Drummond et al., 1985)。低盐度流体如热的天水的加入也可以使酸性岩浆流体的 pH 值升高。对硅化脉石英及硬石膏内包裹体的观测表明,有少量的富气相低密度包裹体与富液相高密度包裹体和含石盐子晶的高盐度包裹体共存(图 2f),盐度不同的两类包裹体其均一温度范围基本相同(图 3),暗示硅化脉石英和硬石膏捕获包裹体时有流体的沸腾或不混溶作用发生。结合硅化石英脉的地质产状,其包裹体所显示的流体沸腾作用或不混溶作用可能以单一原始岩浆流体不混溶分离为主(即二次沸腾),可能有少量外来流体的加入导致流体不混溶(沸腾),这也可以解释图 3B 所显示的包裹体形成于较宽的压力范围。硬石膏形成于高-中温热液阶段,其包裹体形成于较稳定的压力范围内(图 3C),缺少单一流体沸腾的条件。造成硬石膏内盐度与密度不同的两类包裹体共存的主要原因可能是由两种不同流体混合引起的不混溶作用。含黄铜矿子晶的包裹体在硅化脉石英中大量存在,而在硬石膏中则少见,同时,硅化石英脉和硬石膏脉中出现大量的金属硫化物,可能暗示斑岩铜矿真正的成矿作用从岩浆晚期高温热液阶段才开始。岩浆后期的二次沸腾作用和中-高温阶段的不同流体的混合作用是冈底斯带驱龙、冲江和帮浦斑岩型铜矿成矿的两个重要作用,岩浆期后高温-中温热液阶段为重要的成矿阶段。

斑晶石英内含子晶的多相包裹体与富气相的包裹体有比较一致且高的均一温度(300~550 °C,表 1),然而,这些均一温度可能并不代表其捕获时的温度条件(倪培等, 2003),而只是指示了捕获的流体在后来温度变化时相态的转化。图 3A 所显示的包裹体形成的压力范围与石英斑晶形成的温压环境不一致,说明由此得出的压力与测定的均一温度一样,不具有其形成环境的指示意义。高温高压下岩浆流体的不均一性(包括相态和成分)使观测到的均一温度在很大的范围内变化,如玉龙斑岩铜矿内有少量包裹体的均一温度高逾 900 °C(李荫清等, 1981)。

4 结 论

(1) 驱龙、冲江和帮浦铜矿床内斑晶石英、硅化

脉石英和硬石膏中的流体包裹体主要为富气相包裹体、液相包裹体和含子晶多相包裹体。激光拉曼探针分析表明,包裹体含有 CO_2 成分。在早期的岩浆期后高温阶段及随后的高中温热液阶段形成的包裹体,其均一温度多集中于 $300 \sim 550 \text{ }^\circ\text{C}$ 之间,而盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 则相差较大($1.91\% \sim 66.75\%$)。帮浦铜多金属矿床内的包裹体特征与驱龙和冲江矿床的完全一致,均具典型斑岩铜矿包裹体的特征。

(2) 含子晶的包裹体分布较广。子晶以石盐为主,另有大量的黄铜矿。黄铜矿子晶与石盐子晶的共同出现,说明成矿流体为高盐度、富成矿金属的流体。石英斑晶内包裹体中黄铜矿子晶的出现,证实斑岩铜矿的成矿金属物质直接来源于岩浆系统本身。

(3) 在石英斑晶、硅化脉石英和硬石膏中,富气相低密度包裹体与液相高密度包裹体及含子晶高盐度包裹体共存,指示包裹体形成时有流体沸腾和不混溶作用存在。斑晶石英包裹体内的黄铜矿子晶与岩浆的“初始沸腾”有关,是岩浆出溶的产物;硅化脉石英内包裹体所表征的“沸腾”为单一原始岩浆流体的不混溶作用(即二次沸腾);硬石膏内包裹体所显示的不混溶现象为两种流体混合的结果。

(4) 不同矿物内含黄铜矿子晶包裹体的形成条件说明,斑岩铜矿的成矿主要发生在岩浆期后高-中温阶段。单一原始岩浆流体“二次沸腾”及两种流体混合而发生的不混溶作用,是冈底斯带斑岩铜矿成矿的两种重要的作用方式。

致谢 包裹体显微测温在中国地质科学院矿产资源研究所“成岩成矿流体地球化学实验研究室”进行,测试工作得到陈伟十工程师的帮助。激光拉曼探针分析由中国地质大学(武汉)何谋春博士帮助完成。在此表示衷心的感谢。

References

Billsluk P M, Hacker B, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. *Nature*, 412: 628 ~ 632.

Boiron M C, Dubessy J, Andre N, et al. 1991. Analysis of monoatomic ions in individual fluid inclusions by laser-produced plasma emission spectroscopy[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 917 ~ 923.

Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid inclusions(XII): the system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt % NaCl_{eq} solution[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 1053 ~

1063.

Bodnar R J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits[J]. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23: 139 ~ 152.

Candela P A and Holland H D. 1986. A mass transfer mode for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal system: the origin of porphyry-type ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 81: 1 ~ 19.

Cheng L J, Li Z, Liu H F, et al. 2001. Basic features of the east Gangdese poly metallic metallogenic belt[J]. *Tibet Geology*, 19(1): 43 ~ 53 (in Chinese with English abstract).

Chou I M. 1987. Phase relations in the system $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ (III): solubilities of halite in vapor-saturated liquids above $445 \text{ }^\circ\text{C}$ and redetermination of phase equilibrium properties in the system $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ to $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ and 1500 bars[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 15: 1965 ~ 1975.

Cline J S and Bodnar R J. 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Queta, New Mexico, Molybdenum deposit [J]. *Econ. Geol.*, 89: 1780 ~ 1802.

Cloke P L and Kesler S E. 1979. The halite trend in hydrothermal solutions[J]. *Econ. Geol.*, 74: 1823 ~ 1831.

Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [J]. *Nature*, 374: 49 ~ 52.

Crerar D A and Barnes H L. 1976. Ore solution chemistry(V): solubilities of chalcopyrite assemblages in hydrothermal solution at 200 to $350 \text{ }^\circ\text{C}$ [J]. *Econ. Geol.*, 71: 772 ~ 794.

Dammam K M S, Touret L R J, Rieffe C E, et al. 1996. PIXE and EM analyses of fluid inclusions in quartz crystals from the K-alteration zone of the Rosia Poieni porphyry-Cu deposit, Apuseni Mountains, Rumania[J]. *European Journal of Mineralogy*, 8: 1081 ~ 1096.

Dewey J F, Shackelton R M, Chang C, et al. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan plateau[J]. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A327: 379 ~ 413.

Diamond I W, Marshall D D, Jackman J A, et al. 1990. Elemental analysis of individual fluid inclusions in minerals by secondary ion mass spectrometry(SIMS): application to cation ratios of fluid inclusions in an Archaean mesothermal gold-quartz vein[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 545 ~ 552.

Dilles J H, Solomon G G, Taylor H P J, et al. 1992. Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada[J]. *Econ. Geol.*, 87: 44 ~ 63.

Drummond S E and Ohmoto H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems[J]. *Econ. Geol.*, 80: 126 ~ 147.

Durr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet) [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 669 ~ 684.

Eastoe, G G. 1978. A fluids inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea[J]. *Econ. Geol.*, 73: 721 ~ 748.

Harris N B W, Xu R, Lewis C L, et al. 1988. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud[J]. *Phil. Trans. Roy.*

- Soc. Lond., A327: 263 ~ 285.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. 1992. Raising Tibet [J]. Science, 255: 1663 ~ 1670.
- Harrison T M, Yin A, Grove M, et al. 2000. Displacement history of the Gangdese thrust, Southeastern Tibet [J]. J. Geophys. Res., 105: 19211 ~ 19230.
- Heinrich C A, Ryan C G, Mernagh T P, et al. 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: a fluid inclusion study using PIXE microanalysis [J]. Econ. Geol., 87: 1566 ~ 1583.
- Hedenquist J W and Richards J P. 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits [J]. Rev. in Econ. Geol., 10: 235 ~ 256.
- Hezarkhani A, Williams-Jones A E and Gammons C H. 1999. Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran [J]. Mineralium Deposita, 34: 770 ~ 783.
- Hou Z Q, Qu X M, Huang W, et al. 2001. The Gangdese porphyry copper belt: the second significant porphyry belt in Tibetan plateau [J]. Geology in China, 28: 27 ~ 29 (in Chinese with English abstract).
- Li Y Q, Rui Z Y and Cheng L X. 1981. Fluid inclusions and mineralization of the Yulong porphyry copper (molybdenum) deposit [J]. Acta Geologica Sinica, 55 (3): 216 ~ 312 (in Chinese with English abstract).
- Liu B and Shen K. 1999. Fluid inclusion thermodynamics [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract).
- Mavrogenes J A, Bodnar R J, Anderson A J, et al. 1995. Assessment of the uncertainties and limitations of quantitative elemental analysis of individual fluid inclusion using synchrotron X-ray fluorescence (SXRF) [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 3987 ~ 3995.
- Meng X J, Hou Z Q, Gao Y F, et al. 2003. Re-Os dating for molybdenite from Qulong porphyry copper deposit in Gangdese metallogenic belt, Xizang and its metallogenic significance [J]. Geological Review, 49 (6): 660 ~ 666 (in Chinese with English abstract).
- Nash J T. 1976. Fluid inclusion petrology data from porphyry copper deposits and application to exploration [A]. U.S. Geol. Survey Prof. Paper [C]. 907-D, 16.
- Ni P, Rao B, Ding J Y, et al. 2003. Studies on the synthetic fluid inclusions and their application to Laser Raman spectrum analysis field [J]. Acta Petrologica Sinica, 19 (2): 319 ~ 326 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q, Huang W. 2001. Gangdese porphyry copper belt: the second Yulong porphyry copper belt in Tibet [J]? Mineral Deposits, 20 (4): 355 ~ 366 (in Chinese with English abstract).
- Roedder E. 1984. Fluid inclusion: reviews in mineralogy [J]. Mineralogical Society of America, 12: 644.
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Schärer U, Xu R H and Allé C J. 1984. U-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xizang region, Tibet [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 69: 311 ~ 320.
- Sheets R W, Nesbitt B E and Muehlenbachs K. 1996. Meteoric water component in magmatic fluids from porphyry copper mineralization, Babine Lake area, British Columbia [J]. Geol., 24: 1091 ~ 1094.
- Taylor H P J. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. Econ. Geol., 60: 834 ~ 883.
- Ulrich T, Günther D and Heinrich C A. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits [J]. Nature, 399: 676 ~ 679.
- Ulrich T and Heinrich C A. 2001. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera Argentina [J]. Econ. Geol., 96: 1719 ~ 1742.
- Var'yash L N and Rekharskiy V I. 1981. Behaviour of Cu(I) in Chloritide solution [J]. Geochem. Int., 7: 1003 ~ 1008.
- Wilson J W J, Kelser S E, Cloke P L, et al. 1980. Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposit, British Columbia [J]. Econ. Geol., 75: 45 ~ 61.
- Xu R H, Schärer U and Allé C J. 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): a geochronological study [J]. J. Geol., 93: 41 ~ 57.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 28: 211 ~ 280.
- Yin J, Xu J, Liu C, et al. 1988. The Tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work [J]. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A327: 5 ~ 52.
- Zhang Q L, Qu X M, Xu W Y, et al. 2003. Study of the inclusions from Nanmu porphyry copper deposit in Tibet [J]. Acta Petrologica Sinica, 19 (2): 251 ~ 259 (in Chinese with English abstract).
- Zotov A V, Kudrin A V, Lein K A, et al. 1995. Experimental studies of the solubility and complexing of selected ore elements (Au, Ag, Cu, Mo, As, Sb, Hg) in aqueous solutions [A]. In: Shmulovich K I, Yardley B W D, Gonchar G G, eds. Fluids in the crust, equilibrium and transport properties [C]. London: Chapman and Hall. 95 ~ 132.

附中文参考文献

- 程力军, 李志, 刘鸿飞, 等. 2001. 冈底斯东段铜多金属成矿带的基本特征 [J]. 西藏地质, 19 (1): 43 ~ 53.
- 侯增谦, 曲晓明, 黄卫, 等. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条玉龙铜矿带 [J]. 中国地质, 28: 27 ~ 29.
- 李荫清, 芮宗瑶, 程来仙. 1981. 玉龙斑岩铜矿床的流体包裹体及成矿作用研究 [J]. 地质学报, 55 (3): 216 ~ 312.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学 [M]. 北京: 地质出版社.
- 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 等. 2003. 西藏冈底斯成矿带驱龙铜矿 Re-Os 年龄及成矿学意义 [J]. 地质论评, 49 (6): 660 ~ 666.
- 倪培, 饶冰, 丁俊英, 等. 2003. 人工合成包裹体的实验研究及其在激光拉曼探针测定方面的应用 [J]. 岩石学报, 19 (2): 319 ~ 326.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带: 西藏第二条玉龙铜矿带 [J]? 矿床地质, 20 (4): 355 ~ 366.

芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社.
张绮玲, 曲晓明, 徐文艺, 等. 2003. 西藏南木斑岩铜矿床的流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 19(2): 251 ~ 259.

Fluid inclusions and ore-forming processes of three porphyry copper deposits in Gangdese belt, Tibet

MENG Xiang-jin, HOU Zeng-qian and LI Zhen-qing

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

Three copper deposits in Gangdese metallogenic belt of Tibet were selected for fluid inclusion studies. They include Qulong and Chongjiang, which are typical porphyry copper deposits, and Bangpu porphyry-related copper polymetallic deposit. Three types of fluid inclusions, namely gas-rich, liquid-rich and daughter mineral-bearing polyphase brine inclusions, were recognized according to their characteristics and the volume proportions of phases in quartz phenocrysts, vein quartz and anhydrite at the room temperature. The homogenization temperatures of the fluid inclusions are spread scatteredly in the range of 191 °C ~ 550 °C. The homogenization temperatures of the gas-rich inclusions are similar to those of the daughter mineral-bearing polyphase brine inclusions, ranging from 300 °C to 550 °C. The salinities $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ of the three types of inclusions vary remarkably from 1.91% to 66.75%, with the high-salinity halite-bearing inclusions up to 66.75%. Single inclusion microanalyses by Laser Raman Spectroscopy show that the daughter minerals in inclusions are mainly halite and chalcopyrite, and that CO_2 is indwelled in some gas- and liquid-rich inclusions, but with no evidence of petrography and microthermometry. The coexistence of low-density gas-rich inclusions, high-density liquid-rich inclusions and high-salinity halite-bearing inclusions with striking salinity differences in the same range of homogenization temperatures is attributed to the immiscible separation of fluids, boiling of magma or mixing of fluids. The halite- and chalcopyrite-bearing polyphase high-salinity brine inclusions in quartz phenocrysts are interpreted as the most primitive magmatic fluid. Ore-forming fluids were derived from the exsolution of magmatic melts that introduced dominant ore metals into the porphyry copper deposits. The immiscibility of fluids inferred by the inclusions in quartz phenocrysts resulted from the first boiling of magma and that in vein quartz from the second boiling. The immiscibility of fluids in anhydrite, however, represented the result of mixing between magmatic fluids and meteoric water. The chalcopyrite crystals in quartz phenocryst fluid inclusions indicate the high concentration of ore metals in the inclusions rather than the beginning of copper mineralization. In the copper deposits of Gangdese belt, the copper mineralization began at high temperature in post magmatic phase and mass copper precipitated in hydrothermal fluids at high to intermediate temperature.

Key words: geochemistry, mineralization, fluid inclusion, Laser Raman Spectra, porphyry copper deposit, Gangdese, Tibet