西藏驱龙超大型斑岩铜矿的成因: 流体包裹体及 H-O 同位素证据

杨志明,侯增谦

中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要:与多数产于岩浆弧环境中的斑岩铜矿不同,西藏冈底斯带斑岩铜矿形成于碰撞造山环境,查明其形成过程有助于理解非岩浆弧环境中斑岩铜矿床的成因。为此,选择冈底斯带最大的斑岩铜矿——驱龙斑岩铜矿进行解剖,通过对矿床岩浆-热液过程形成的各类脉体详细的流体包裹体研究,以及不同蚀变阶段蚀变矿物的 H-O 同位素研究发现:引起矿床早期蚀变(钾硅酸盐化)与矿化的流体并非通常认为的高盐度岩浆热液,而是直接从岩浆房出溶的中等盐度(约9% NaCl)、近临界密度的高温(550~650℃)气相;气相近临界密度的特征表明,早期蚀变与矿化形成于较高的压力(105±15~90±20 MPa)条件下,用静岩压力估算,对应的古深度在4.2±0.6~3.6±0.8 km之间,成矿后(约16 Ma)矿区发生了至少3~3.5 km的剥蚀;与高盐度流体相比,中等盐度气相与熔体密度差较大,很难在斑岩体顶部聚集并集中释放,而连续释放则直接导致矿床含矿斑岩体与 Cu、Mo 矿体时空关系的解耦,并造就了矿床早期蚀变范围大、但强度弱,矿化范围大、但品位低的矿床地质特征;成矿物质的沉淀并非温度降低的结果,而是因压力降低及气相中S大量减少所致。总之,驱龙斑岩铜矿是一类成矿与低密度气相有关的斑岩铜矿类型,其蚀变-矿化特征及成矿过程与高盐度流体引发的斑岩矿床类型有所不同,意识到斑岩矿床蚀变及矿化特征与矿床成因的密切关系,对矿床勘查将具有重要的现实意义。

关键词:流体包裹体;H-O同位素;矿床成因;驱龙斑岩铜矿;冈底斯;西藏

作为 Cu、Mo 等金属主要来源的斑岩铜矿床, 主要产于岛弧及陆缘弧环境(Sillitoe, 1972; Mitchell, 1973; Camus et al., 2001)。近年来,国 内矿床学家明确提出陆-陆碰撞造山带也是斑岩铜 矿重要的成矿环境,并指出产于青藏高原腹地的冈 底斯斑岩铜矿带是其典型代表(侯增谦等,2001;曲 晓明等,2001),从而在我国掀起研究斑岩型铜矿床 的一股热潮。过去的8年中,公开发表的关于冈底 斯斑岩铜矿带的学术论文已近百篇,主要集中于岩 石学、岩石地球化学、同位素地球化学、放射性年代 学等方面(侯增谦等, 2001, 2003a, 2003b, 2004; Hou et al., 2004, 2009; 曲晓明等, 2001, 2004; Qu et al., 2004, 2007; Gao et al., 2007; 芮宗瑶等, 2003, 2004; 孟祥金等, 2003, 2006), 而对矿床学本 身研究相对较弱,影响了人们对碰撞造山带环境斑 岩铜矿成因的认识。成矿流体是成矿过程中最活跃 的地质因素,在整个成矿过程中,它萃取、溶解、搬 运、沉淀和聚集了成矿物质,是沟通矿源场、运移场 和储矿场的媒介与纽带(翟裕生,1999)。特别对于 成矿过程与岩浆热液演化密切相关的斑岩型矿床, 对其进行详尽的成矿流体研究,有助于重塑岩浆一 流体一成矿演化过程,是揭示矿床成因的关键。

位于拉萨附近的驱龙铜矿,是冈底斯斑岩铜矿带 中典型代表;同时也是碰撞造山带环境斑岩型铜矿的 典型代表。对驱龙铜矿开展深入细致的研究,不仅会 促进人们对冈底斯斑岩铜矿带成矿规律的认识,指导 该带的下一步找矿工作;同时也会促进人们对碰撞造 山带环境斑岩铜矿特征及成因的认识,指导世界其他 碰撞造山带内斑岩铜矿的勘探工作。驱龙斑岩铜矿 的详细地质研究工作起始于 2000 年(杨志明等, 2008a),而成矿流体的研究相对较晚,直到 2005 年才 有探索性研究(杨志明等,2005a,2006;孟祥金等, 2005)。初步的研究工作表明:驱龙铜矿主成矿期流 体为富集 K、Na、Ca、Cu、Fe、F、Cl、SO4等离子,含少量

注:本文为国家自然科学重点项目(编号 40730419)和国家基础研究规划"973"项目(编号 2009CB421004-1)和地质大调查项目(编号 1212010818096)联合资助成果。

收稿日期:2009-10-20;改回日期:2009-11-05;责任编辑:周健。

作者简介:杨志明,男,博士。主要从事矿床学研究。通讯地址:100037,北京阜外百万庄大街 26 号,中国地质科学院地质研究所;电话: 010-68999653;Email.zm.yang@hotmail.com。

 CO_2 、 H_2S 、 CH_4 、 C_2H_6 等挥发份的岩浆热液;主成矿期 流体的温度变化于 196~650℃之间,盐度变化于 0.5%~47.6% NaCl 之间; 成矿过程中, 流体经历了 剧烈的沸腾,压力的骤然降低,可能是成矿物质大规 模沉淀的原因(杨志明等,2005a,2006;孟祥金等, 2005)。然而,已有的研究尚无法重塑驱龙铜矿成矿 过程,这是因为:①由于勘查程度所限,以往的研究主 要针对主成矿阶段的脉石矿物(石英、硬石膏等)进行 的,缺少对成矿前及成矿后流体性质的有效约束;② 未能厘定蚀变与脉体的关系,致使引起不同类型围岩 蚀变的流体性质不明。2006年,随勘查公司的介入, 驱龙铜矿的勘探程度得到了极大的提高。截至 2007 年底,矿区已实施钻孔 60 多千米,地表以下 500 m(部 分可达 850 m)均得到了较好的工程控制;从而摆脱 了以前只能借助于有限的地表露头和少量的钻孔样 品开展研究的困难局面,使得矿床的精细研究成为可 能。为此,杨志明等(2008a)通过对驱龙铜矿两个典 型剖面的详细解剖,查明了矿床岩浆序列,厘定了岩 浆演化过程;约束了岩浆侵位时的地球动力学背景, 查明了斑岩侵位过程中的构造控制要素;确定了矿床 主要的蚀变及矿化类型,建立了蚀变及矿化分带模 式;详细识别了岩浆-热液演化过程中的地质记录,建 立了脉体演化序列。基于以上研究成果,本次拟通过 对不同阶段脉体中的流体包裹体及蚀变矿物的 H-O 同位素研究,试图查清矿床不同演化阶段流体的性质 及来源,重塑矿床岩浆-热液演化过程,厘定成矿物质 沉淀机制,进而揭示矿床成因,以加深人们对碰撞造 山带环境斑岩成矿作用的理解与认识。

1 成矿地质背景

驱龙斑岩铜钼矿床位于拉萨地体南缘的火山-岩浆弧中。拉萨地体夹杂于班公湖-怒江和雅鲁藏 布江缝合带之间。区内自晚三叠世从印度板块分离 以来,相继经历了印支期岛弧造山、白垩纪陆缘弧叠 加、古近纪碰撞造山、新近纪岩浆-变形等构造-岩浆 事件,形成了现今厚达70~80 km 的巨厚地壳和长 达1500 km 的冈底斯岩浆带(侯增谦等,2005)。在 上述4次构造-岩浆事件中,与冈底斯斑岩铜矿带形 成有关的主要为新近纪岩浆-变形事件,该事件以发 育大规模逆冲推覆系统(30~24 Ma,Yin et al., 2000)、冈底斯岩基快速抬升剥露(18~21 Ma; Copeland et al.,1987; Harrison et al., 1992)、东 西向地壳伸展(18 Ma, Willams et al., 2001)、南北 向裂谷(13.5~14 Ma, Coleman et al., 1995; Blisniuk et al., 2001)和钾质一超钾质火山-岩浆 (25~10 Ma, Coulon et al., 1986; Turner et al., 1993; Miller et al., 1999)发育为特征。伴随着中 新世钾质、超钾质岩浆活动,含矿斑岩侵位于冈底斯 花岗岩基及三叠纪一白垩纪地层之中,以Cu-Mo矿 化和Cu-Pb-Zn矿化为特征,构成了一条长 350 km、 宽 30~50 km 的斑岩铜矿带(Hou et al., 2009)。

驱龙铜矿位于该铜矿带东部,西距拉萨市约50 km(图 1a)。矿区出露地层主要为近 EW 向产出的 叶巴组中酸性火山岩、火山碎屑岩及少量沉积岩夹 层(图 1b)。矿区岩浆单元由老至新分别为:中侏罗 统具有韧性变形的石英斑岩-花岗斑岩(182.3±1.5 Ma;杨志明等,2008b)、中新世成矿前似斑状花岗 闪长岩体(19.5±0.4 Ma;杨志明,2008)、与成矿有 关的二长花岗斑岩(17.7±0.3 Ma;杨志明,2008)、 成矿后的闪长玢岩(15.7±0.2 Ma;杨志明,2008)。 矿床蚀变主要有3种类型,分别为早期形成的钾硅 酸盐化、青磐岩化蚀变,以及晚期形成的长石分解蚀 变。空间上,钾硅酸盐化位于斑岩体及其周围地区, 青磐岩化位于钾硅酸岩化外侧。后期形成的长石分 解蚀变强烈叠加了早期钾硅酸盐化,介于钾硅酸盐 化与青磐岩化之间。矿床 Cu、Mo 矿化分布较为均 一,主体产于似斑状花岗闪长岩体中;其中,铜矿化 主体形成于黑云母化蚀变阶段,转变阶段(黑云母 化-长石分解蚀变)及长石分解阶段也有大量铜的形 成;钼主要形成于转换阶段,长石分解蚀变阶段也有 产出。关于驱龙铜矿更为详细的矿床地质情况请参 考杨志明等(2008a)一文。

2 岩浆-热液过程的地质记录

大量的研究表明,斑岩铜矿的形成是岩浆-热液 演化的结果;因此,查明岩浆-热液演化过程是揭示 斑岩矿床成因的关键。完整的岩浆-热液过程,主要 包括早期的岩浆-热液过渡过程及随后的热液演化 过程。杨志明等(2008a)已厘定并详细介绍了热液 演化过程的地质记录,因此,本文将主要介绍岩浆-热液过渡过程的地质记录,并对热液演化过程的地 质记录作简要概述。

2.1 岩浆-热液过渡过程的地质记录

岩浆-热液过渡过程,顾名思义,为岩浆向热液 过渡的过程,即岩浆挥发份相(magmatic volatile phase, Candela, 1997)饱和出溶过程。杨志明等 (2008a,2008c)已识别、并详细描述了矿床岩浆-热 液过渡过程的一些地质记录,如产于X斑岩接触带





图 1 西藏驱龙铜矿产出的大地构造位置(a,据 Hou et al., 2004 修改)及矿床地质简图(b,据杨志明等,2008b 修改) Fig. 1 Tectonic location (a, after Hou et al., 2004) and simplified geological map (b, after Yang et al., 2008b) of Qulong porphyry copper deposit in Tibet

AKS—阿尼玛卿-昆仑缝合带;JS—金沙江缝合带;BNS—班公湖-怒江缝合带;IYS—印度河-雅鲁藏布江缝合带;1—逆冲断层;2—裂谷;3— 拆离系;4—第四系沉积物;5—东部主成矿二长花岗斑岩;6—西部侏罗纪斑岩(Ⅱ、Ⅲ及Ⅳ表示原斑岩体编号);7—荣木错拉复式岩体;8— 叶巴组地层;9—SN 向裂隙带;10—未知性质断层

AKS—Ayimaqin-Kunlun-Mutztagh suture; JS—Jinsha suture; BNS—Bangong-Nujiang suture; IYS—Indus-Yalu suture; 1—trust belt; 2 rift; 3—detachment fault; 4—Quartary; 5—eastern porphyry related to mineralization; 6—western Jurassic porphyries; 7—Rongmucuola pluton; 8—Yeba Formation; 9—NS trending fault; 10—fault with unknown characteristic

及 P 斑岩内部的单向固结结构等。详细的研究发现,这些结构是从浅成侵位的斑岩岩枝(或岩株)直接出溶的岩浆热液积聚的产物。然而,依据物质平衡,要形成驱龙矿床大规模的围岩蚀变、提供 7 Mt的金属 Cu,仅靠浅部侵位的岩株(和/或岩枝)的直接出溶是远远不够的(杨志明等,2008a);实际上,矿床深部岩浆房的大规模出溶,才是形成驱龙铜矿的关键(杨志明,2008)。与浅成侵位的岩株(和/或岩枝)出溶的地质记录(如单向固结结构)相比,岩浆房 破裂时所形成的脉状岩枝(vein dike, Heithersay et al.,1995)通常被认为是岩浆房出溶的地质记录。鉴于笔者已对单向固结结构开展过详细研究(杨志明等,2008c),本文仅对脉状岩枝作重点介绍。

脉状岩枝:Heithersay等(1995)研究澳大利亚 Endeavour 26 North 斑岩 Cu-Au 矿床时发现,一些 不规则的石英脉常分布在细晶岩枝中部或两侧,与 之共生。细晶岩显然为熔体冷凝后的产物,而石英 脉则为热液沉淀的产物,两者同时产出,表明该结构 既具有岩枝的特征,又具有热液脉的特点,为一种特 殊的火成-热液结构,为方便描述起见,遂称之为 Vein dike(Heithersay et al., 1995)。脉状岩枝中 石英脉与细晶岩较大的体积比表明,形成石英脉的 流体不可能由形成细晶岩的熔体直接出溶形成,进 而要求形成细晶岩的熔体是过饱和流体的,而熔体 中的这些过饱和流体通常认为来自深部岩浆房的。 驱龙铜矿发现的脉状岩枝与 Endeavour 26 North 矿床的脉状岩枝的特征类似,由窄的(1~2 mm)石 英脉和细晶岩(1~1.5 cm)组成,石英脉多分布细晶 岩两侧,少量分布于细晶岩中间(图 2)。分布于细 晶岩两侧的石英,有时呈齿状指向细晶岩;而分布于 细晶岩内部的石英则多呈不规则状。



图 2 驱龙铜矿中的脉状岩枝 Fig. 2 Vein dike formed during magmatic-hydrothermal transition at Qulong, Tibet

2.2 热液演化过程的地质记录

驱龙铜矿脉体非常发育,贯穿热液演化的整个 过程,是引起蚀变与矿化流体的最好记录。杨志明 等(2008a)依据矿物组合、切穿关系及蚀变类型的不 同,将驱龙矿床的脉体分为三大类 14 种类型,分别 为:①成矿早期的 A 脉。此类脉体呈不规则-板状 产出,皆与钾硅酸盐化蚀变有关,包括7种脉体类 型,从早到晚分别为:钾长石土石英脉、无矿石英脉、 石英-钾长石土硬石膏土黄铜矿土黄铁矿脉、黄铜矿 土黑云母脉、石英-钾长石-辉钼矿土硬石膏土黄铜 矿土黄铁矿脉、石英-硬石膏土钾长石土黄铜矿土黄 铁矿脉、黑云母细脉(表 1)。早期的 3 种 A 脉均与 钾长石化蚀变有关,脉体多呈不规则状,钾长石为脉 体蚀变晕或本身即为脉体一部分,石英颗粒多为粒 状,无对称,无矿化或具有较弱的 Cu 矿化。其中, 石英-钾长石土硬石膏土黄铜矿土黄铁矿脉是3组 与钾长石化有关的最为发育的脉体类型,该脉以存 在连续或不连续的微细线状钾长石为显著特征。晚 期的 4 种 A 脉多与黑云母化蚀变有关,脉体矿化明 显增强,硬石膏明显增多,特别是浸染状至不连续细 脉状黄铜矿±黑云母,为驱龙矿床最重要的铜矿化 类型,大量产于花岗闪长岩中;钼矿化亦开始出现, 如石英-钾长石-辉钼矿±硬石膏±黄铜矿±黄铁矿 脉,其中便含有大量浸染状分布的钼。②转换阶段 的 B 脉。主要包括 3 种脉体类型,分别为:石英-硬 石膏-黄铜矿±辉钼矿±黄铁矿脉、石英-辉钼矿± 硬石膏±黄铜矿±黄铁矿脉及绿帘石-石英脉。其 中,前两组脉以连续的板状产出、硫化物呈线状分 布、石英颗粒垂直于脉壁呈长柱状或对称生长,为张 性裂隙充填的产物;脉体一般无蚀变晕(少数石英-硬石膏-黄铜矿土辉钼矿土黄铁矿脉具有黑云母 晕),脉体两侧常具有白色的褪色晕。此两种脉体, 特别是石英-辉钼矿土硬石膏土黄铜矿土黄铁矿脉, 为驱龙矿床钼矿化最重要的产出形式,同时,也伴有 大量的金属铜的形成。尽管上述两种脉体中时而可 以看到少量钾长石或具有黑云母晕,暗示其可能与 钾硅酸盐化蚀变有关,但不可否认的事实是,伴随着 上述两种脉体的出现,脉体两侧绢云母化也明显增 强,因此,推断上述两类典型 B 脉可能形成于钾硅 酸盐化蚀变向长石分解蚀变转变的阶段。绿帘石-石英脉仅在远离斑岩体的叶巴组地层中发现,与其 他类型脉体切穿关系不详,脉宽介于1~3 mm 之 间,与脉体两侧弥漫状绿帘石-绿泥石土方解石蚀变 有关,但与铜矿矿化无关。③成矿晚期的 D 脉。与 长石破坏蚀变(石英-绢云母-绿泥石-粘土化)有关, 主要包括4种脉体类型,从早到晚分别为辉钼矿土 黄铁矿土黄铜矿脉、黄铜矿-黄铁矿土硬石膏脉、黄 铁矿土石英土硬石膏脉及石膏脉。辉钼矿土黄铁矿 土黄铜矿脉呈连续的板状细脉主要产于花岗闪长岩 及叶巴组地层之中,不甚发育,但却具有较高的钼含 量,与绢云母-绿泥石化有关。黄铜矿-黄铁矿土硬 石膏脉呈连续至不连续的板状产出,两侧具有显著 的绿泥石-绢云母蚀变;脉宽一般为1~3 mm,少数 可达10 mm,硬石膏若出现则常呈自形晶体产出; 该脉是黄铜矿化的一种重要形式。黄铁矿土石英土 硬石膏脉是矿床最为发育的D脉,脉体为连续的板 状,脉宽多介于1~3 mm之间,石英、黄铁矿常呈自 行生长,颗粒较大,局部可见硬石膏,两侧具有特征 的绢云母±粘土±绿泥石化晕。石膏脉为连续板 状,脉宽多介于1~10 mm之间,少数可达 30 mm, 最晚产出,切穿了上述所有岩体及脉体。脉体虽无 明显蚀变晕,但其两侧绢云母±粘土化明显增强,应 与该蚀变有关。有关驱龙铜矿详细的脉体特征请参 考表1及杨志明等(2008a)一文。

3 流体包裹体

本次流体包裹体的研究主要针对脉状岩枝及含 石英矿物的各期脉体进行的,单向固结结构石英中 已开展过详细的流体包裹体研究(杨志明等, 2008c),在此也不再重复。

3.1 流体包裹体岩相学

根据流体包裹体室温下相态特征及均一状态, 可将驱龙矿床各期脉体中的流体包裹体划分为3 类,分别为:①富气相包裹体(VL):由气相(V)和液 相(L)组成,加热后绝大部分均一成气相,少量呈临 界或液相均一;其气相充填度一般大于 40%,主要 存在于各类 A 脉及 B 脉之中。②含子矿物多相包 裹体(LVH):由气相(V)、液相(L)和子矿物(H)相 组成,其中,子矿物有时可以为多个。包裹体中以透 明子矿物为主,亦可见少量不透明子矿物。透明子 矿物形状主要为立方体的石盐,不透明子矿物主要 为黄铜矿等;主要存在于 B 脉中,与黑云母化有关 的 A 脉中也少量发育。③富液相包裹体(LV):由 液相(L)和气相(V)组成,加热后均一为液相,其气 相充填度一般小于 30%;存在于各类脉体之中,但 以D脉最为发育。以下对各类脉体中的包裹体特 征进行详述。

脉状岩枝:其内包裹体非常发育,LV、VL及 LVH相包裹体均有产出,不过,LVH相包裹体多 沿愈合裂隙呈串珠状分布,明显为次生包裹体。原 生的LV相及 VL相包裹体大小介于 5~20 μm之 间(图 3),呈椭圆状或长柱形,气相充填度集中于 30%~45%之间(表 2)。 表 1 驱龙铜矿主要脉体类型及其特征(据杨志明等,2008a;Yang et al., 2009)

Table 1 Vein types, characteristics and age at Qulong, Tibet (after Yang et al., 2008a, 2009)

脉体类型		蚀变矿物	形状及大小	切穿关系及产出特征
	Ksp±Qtz	Ksp	不规则,宽多小于1 mm,有时可达 3 mm 宽	主要产于花岗闪长岩中,呈不连续微细脉状分 布,切穿了斜长石斑晶
A 脉	无矿 Qtz 脉	Ksp+Bt	不规则至板状,多不连续,1~4 mm宽,颗粒大 小变化不等,晚期颗粒可达 1.5 mm	主要产于 P 斑岩内,少量产出花岗闪长岩内, 有时位于细晶岩两侧,但不切穿细晶岩,可能 与细晶岩同期,与其他脉体切穿关系尚不清 楚,但 X 斑岩中无此类脉体产出,表明其形成 可能早于 X 斑岩
	Qtz-Ksp±Anhy ±Cpy±Py	Ksp	不规则至板状,Ksp呈连续或不连续线状分布 于脉体中,脉宽多介于1~5 mm之间,有时可 达15 mm,Anhy、Cpy、Py等硫化物呈浸染状 分布于脉体中	该脉大量发育,主要产于P斑岩、花岗闪长岩 及细晶岩中,常呈突然被截断的脉,切穿了 Ksp±Qtz及无矿Qtz脉,多被X斑岩及具有 黑云母蚀变晕的其他脉体切穿,不过,此类脉 体之间亦相互切穿,形成具有多阶段性
	Cpy±Bt	Bt 和/或 Ksp?	浸染状至不连续微细脉状,浸染状产出的矿物 颗粒直径小于0.1 mm,微细脉宽亦多小于0.1 mm	大量发育,主要产于花岗闪长岩中,被 Qtz- Moly±Anhy±Cpy±Py 脉切穿,花岗闪长岩 中 50%~70%的铜矿化为此种类型
	Qtz-Ksp-Moly ±Anhy±Cpy±Py	Ksp	板状,脉宽 4~10 mm,Ksp 呈连续或不连续线 状分布,以 Moly 出现为特征,Moly 多呈不连 续中心线分布或呈浸染状分布于脉体中	该类脉体不发育,主要产于花岗闪长岩及细晶 岩中,切穿了早期无矿 Qtz 脉及 Qtz-Ksp± Anhy±Cpy±Py±Brn 脉,被X 斑岩切穿
	Qtz-Anhy±Ksp ±Cpy±Py	Bt	不规则至板状,脉宽介于 3~6 mm 之间,矿物 颗粒大小变化不等,最大可达 3 mm,黄铜矿等 硫化物呈浸染状分布于脉体中	该类脉体不发育,仅少量出现于花岗闪长岩 中,与其他脉体切穿关系尚不清楚
	Bt 细脉	Bt	不规则,脉宽多小于 0.5~1 mm,黑云母颗粒 多呈长板状,单个矿物颗粒变化不等,颗粒长 多介于 2~5 mm 之间	该类脉较为发育,主要产于花岗闪长岩中,少 量产于叶巴组地层及X斑岩中,P斑岩中未发 现该类脉体;该脉切穿了无矿Qtz脉、Qtz-Ksp \pm Anhy \pm Cpy \pm Py \pm Brn脉及Qtz-Ksp-Moly \pm Anhy \pm Cpy \pm Py脉,被后期脉切穿
	Qtz-Anhy-Cpy ±Moly±Py	 一般无蚀变晕, 两侧常具白色 褪色晕,极少量 具 Bt 晕 	板状,脉宽 2~10 mm,硫化物多线状分布于脉体之中,石英颗粒多垂直于脉壁呈棱柱状生长,颗粒大小变化不等	主要产于花岗闪长岩中,叶巴组地层中也有少量产出,P 斑岩及 X 斑岩中少见,切穿了早期 A 脉,但被后期 D 脉切穿
B 脉	Qtz-Moly±Anhy ±Cpy±Py	一般无蚀变晕, 脉两侧具白色 褪色晕,极少量 具 Ser 晕	板状,脉宽 4~20 mm,少量可达 40 mm,辉钼 矿呈线状分布于脉体中,石英颗粒多垂直于脉 壁呈棱柱状生长,颗粒大小变化不等	较为发育,主要产于花岗闪长岩及叶巴组晶屑 凝灰岩中,P斑岩及X斑岩中少见,切穿了早 期各脉,但被后期D脉切穿,矿床的钼矿化主 要以此种类型产出
	Epi-Qtz	Epi-Chl±Cc	不规则至板状,脉宽多介于1~2 mm,少数可达6 mm,微细脉中的 Epi 多垂直于脉壁呈长柱状产出,颗粒大小变化不等	仅在远离斑岩体的叶巴组地层中发现,被晚期 D脉切穿
	Moly±Py±Cpy	Ser-Chl ?	连续的板状细脉,脉宽 1~2 mm	不甚发育,主要产于花岗闪长岩及叶巴组地层 之中,切穿了早期含 Ksp 的脉体,与其他脉体 切穿关系不清
D	Cpy-Py±Anhy	Chl-Ser	呈连续至不连续的板状产出,脉宽 1~3 mm, 少数可达 10 mm,硬石膏若出现则呈自形生长	主要产于花岗闪长岩中,切穿早期的各类脉体,为长石分解蚀变带中最重要的铜矿化类型
脉	Py±Qtz±Anhy	Ser±Cly±Chl	连续的板状,脉宽 1~3 mm,石英、黄铁矿常呈 自形生长,颗粒较大,局部出现影石膏	产于除成矿后闪长玢岩之外的所有其他岩石 类型之中,不过,在远离岩体的花岗闪长岩、叶 巴组地层及西部斑岩中较为发育
	Gyp	Ser±Cly	板状,1~10 mm,少数可达 30 mm	产于所有岩体之中,切穿上述所有脉体

注:驱龙铜矿发育的主要脉体类型按照从早到晚的顺序列于表中,不过,由于具有类似特征的脉体形成的多期次性,以及早期脉体重新裂开、再次愈合,使得各类脉体之间的穿插关系更加复杂。Anhy一硬石膏;Bt一黑云母;Cc一方解石;Chl一绿泥石;Cly一粘土;Cpy一黄铜矿;Epi一绿帘石;Ksp一钾长石;Gyp一石膏;Moly一辉钼矿;Qtz一石英;Py一黄铁矿;Ser一绢云母。



图 3 驱龙铜矿脉状岩枝石英脉中的流体包裹体,以 VL 类发育为特征(样品号:601-265) Fig. 3 Fluid inclusions (FI) in vein dikes are dominated by vapor-rich phase at Qulong, Tibet (sample no. 601-265)



图 4 驱龙铜矿早期 A 脉中的流体包裹体显微照片

Fig. 4 Microphotograph of fluid inclusions in A-type veins at Qulong, Tibet

(a) 一无矿石英脉中的原生包裹体类型,以 VL 相为主(样品 601-57);(b) 一石英-钾长石±硬石膏±黄铜矿±黄铁矿脉中的原生包裹体,以 VL 相为主(样品 601-346);(c)、(d) 一石英-硬石膏±钾长石±黄铜矿±黄铁矿脉中原生包裹体组合,以 VL 相为主,含一定量的 LVH 相包 裹体(样品 ZK309-46)

Vapor-rich phase are the dominated types of fluid inclusions in A-type veins, such as barren quartz vein (a); Qtz-Ksp±Anhy±Cpy±Py vein (b) and Qtz-Anhy±Ksp±Cpy±Py vein (c), but in Qtz-Anhy±Ksp±Cpy±Py vein, minor LVH-type FI (d) are also be found

1843

英-钾长石±硬石膏±黄铜矿±黄铁矿脉,以及具有 黑云母蚀变晕的石英-硬石膏±钾长石±黄铜矿± 黄铁矿脉。对于前两组脉,其内包裹体除见有少量 裂隙控制的 LV 相外,以 VL 相绝对占优(图 4),它 们多呈椭圆状、长柱状或负晶形(图 4),大小多介于 10~25 μm之间,气相充填度集中于 35%~60%之 间(表 3)。LVH 相包裹体在前二组脉中尽管有时 可见,但很不发育,且包裹体较小(<7 μm),不适合 测温工作。具有黑云母蚀变晕的石英-硬石膏土钾 长石士黄铜矿土黄铁矿脉中原生包裹体主要以 VL 相为主(图 4),其大小多介于 10~25 μ m 之间,气相 充填度集中于 35%~56%之间。同时,还可见到一 定量的 LVH 相包裹体(图 4),但其与 VL 相包裹体 的早晚关系不清楚,这些包裹体大小一般介于 10~ 20 μ m 之间,气相充填度集中于 10%~15%,子矿 物主要为石盐(H)。

表 2 驱龙铜矿脉状岩枝石英中流体包裹体显微测温结果(样品号:601-265)

Table 2 Microthermometric results of fluid inclusions in quartz in vein dike at Qulong, Tibet (sample 601-265)

类型	大小(µm)	气相填充度(%)	$T_{\mathrm{h,L-V}}(^{\circ}\mathbb{C})$	$T_{\mathrm{m,ice}}(^{\circ}\mathbb{C})$	均一方式	盐度(%NaCl)
LV	19×10	31	404	n. d.	液相均一	n. d.
LV	16×8	24	380	-4.1	液相均一	6.6
VL	16×10	36	328	-5.5	液相均一	8.5
VL	21×7	40	450	-6.2	液相均一	9.5
VL	12×8	36	405	-6	气相均一	9.2
VL	21×10	46	434	n. d.	气相均一	n. d.
VL	14×11	39	>500	n. d.	向气相均一	n. d

表 3 驱龙铜矿早期 A 脉石英中流体包裹体显微测温结果

Table 3 Microthermometric results of fluid inclusions in quartz in A-type veins at Qulong, Tibet

类型	大小(μm)	气相填充度(%)	$T_{ m h,L-V}(\ {}^{\circ}\!\!{ m C}\)$	$T_{\mathrm{m,ice}}(^{\circ}\mathbb{C})$	$T_{\mathrm{m,NaCl}}$ (°C)	盐度(%NaCl)			
无矿石英脉(样号:601-57)									
VL	38×21	53	>525	n. d.		n. d.			
VL	30×14	35	470	-8.6		12.4			
VL	21×15	47	400	-5.8		8.9			
VL	22×14	45	400	-4.5		7.2			
VL	30×15	57	513	-1.9		3.2			
VL	21×18	52	440	-1.5		2.6			
VL	25×18	56	520	-1.6		2.7			
VL	31×21	58	500	-1.9		3.2			
VL	49×41	63	>565	n. d.					
VL(液相均一)	25×17	32	405	-2		3.4			
VL(临界均一)	13×8	45	405	-6		9.2			
VL(液相均一)	26×12	53	463	-1.8		3.1			
		石英-硬石膏±钾长	石士黄铜矿士黄钧	, 、 ず 脉 (样 号 : ZK309-4	6)				
VL	16×11	36	380	-5.6		8.7			
VL	23×13	40	362	-6.1		9.3			
VL	15×8	55	460	-12.5		16.4			
VL	20×11	54	418	-7		10.5			
VL	27×13	46	475	- 9		12.8			
VL	25×13	56	403	-6.3		9.6			
LVH	14×10	10	313		389	45.9			
LVH	14×5	15	291		313	38.8			
LVH	12×7	15	310		350	42.0			
LVH	23×11	15	325		408	48.0			
LVH	16×7	10	280		419	49.2			

注:如无特殊标注,VL相包裹体均呈气相均一,LV相包裹体均呈液相均一,下同。

B脉:本次对 3 种类型 B脉均开展了流体包裹体研究(表 4)。硬石膏含量较少的石英-黄铜矿土

硬石膏脉中原生包裹体以 VL 相为主(图 5), LVH 相包裹体尽管可见, 但数量不多。石英-硬石膏-黄

类型	大小(µm)	气相填充度(%)	$T_{ m h,L-V}(^{\circ}\!\!\mathbb{C})$	$T_{\rm m,ice}$ (°C)	$T_{ m m, NaCl}$ (°C)	盐度(%NaCl)				
		石英-黄铜矿土6	更石膏脉(样号:1001	-182-1;测试矿物:石j	友)					
VL	17×9	50	425	-8.8		12.6				
VL	20×10	42	500	-4.3		6.9				
VL	18×14	58	410	-5.3		8.3				
VL	17×12	45	470	-9.9		13.8				
VL	12×8	50	550	-5.5		8.5				
VL	17×10	44	405	-1.4		2.4				
LV	23×10	38	480	-9.5		13.4				
LVH	12×9	7	350		378	44.7				
石英-硬石膏-黄铜矿脉(样号:1001-182-2;测试矿物:石英)										
VL	22×15	51	406	-8.6		12.4				
VL	19×12	46	430	-6.5		9.9				
VL	15×13	43	450	-7.7		11.3				
VL	27×15	53	405	-7		10.5				
LVH	15×11	10	311		350	42.0				
LVH	17×13	18	305		280	36.3				
LVH	15×9	10	295		430	50.6				
LVH	16×8	10	320		470	55.7				
	石英	攴-硬石膏-黄铜矿±#	军钼矿土黄铁矿脉(相	车号:ZK309-27;测试0	*物:石英)	4				
			早期石英							
VL	12×8	38	380	-3.8		6.2				
VL	17×10	50	405	-3.8		6.2				
VL	23×14	50	395	-3.9		6.3				
VL	25×17	39	570	-12		16.0				
VL	36×21	49	585	-12.7		16.6				
VL	20×11	45	450							
VL	16×12	41	427	-4.5		7.2				
VL	24×18	43	570	-12.1		16.1				
VL	25×20	48	460	-4.5		7.2				
LVH	21×11	10	232		270	35.7				
LVH	15×9	15	287		350	42.0				
LVH	18×7	15	230		375	44.4				
			晚期石英	1		4				
VL	18×9	42	450	-4.8		7.6				
LVH	16×8	15	338		285	36.7				
LVH	25×10	15	311		290	37.0				
		绿帘石-石芽	 	测试矿物:绿帘石)						
LV	8×5	15	370	n. d.		n. d.				
LV	14×6	34	400	-3.2		5.3				
		绿帘石-石	英脉(样号:QL05-12	2;测试矿物:石英)						
LV	7×5	15	335	n. d.		n. d.				
LV	5×3	20	345	n. d.		n. d.				
LV	5×4	19	330	n. d.		n. d.				
LV	9×5	20	331	n. d.		n. d.				

表 4 驱龙铜矿转化阶段 B 脉中流体包裹体显微测温结果

e 4 Microthermometric results of fluid inclusions in quartz in B-type veins at Qulong, Tibet

铜矿脉中的包裹体也以 VL 相包裹体为主(图 5), 但 LVH 相包裹体明显发育(图 5)。本次开展包裹 体研究的石英-硬石膏-黄铜矿±辉钼矿±黄铁矿脉 (样品:ZK309-27)则相对复杂,显示出了脉中有脉 的特点:脉体两壁石英呈梳状对称生长,而中心线的 石英则相对较晚,黄铜矿、辉钼矿等硫化物明显与中 心线的石英同期。脉体两壁及中心线的石英中包裹体均以 VL 相为主,同时见有少量 LVH 相。绿帘石士石英脉中包裹体极不发育,仅见有富液相包裹体,其大小介于 5~15 μ m 之间,气相充填度集中于 15%~35%。

D脉:本次开展流体包裹体研究的D脉主要有



图 5 驱龙铜矿 B 脉及 D 脉中的流体包裹体显微照片

Fig. 5 Microphotograph of fluid inclusions in B-type and D-type veins at Qulong, Tibet

(a) 一石英-黄铜矿土硬石膏脉中原生包裹体类型,以 VL 相为主(样品 1001-182-1);(b)、(c) 一石英-硬石膏-黄铜矿脉中的原生包裹体 组合,以 VL 相为主,含一定量的 LVH 相包裹体(样品 1001-182-2);(d)、(e) 一典型 B脉 ——石英-硬石膏-黄铜矿土辉钼矿土黄铁矿脉 中的包裹体组合,以 VL 相与 LVH 相包裹体共生为特征(样品 ZK309-27);(f) 一黄铁矿土石英土硬石膏脉中 LV 相包裹体

FIs in early B-type vein (e.g., Qtz-Cpy \pm Anhy) are dominated by vapor-rich VL phase (a), but in the late B-type vein they are dominated by assemblage of vapor-rich VL phase (b, d) and daughter minerals-bearing LVH phase (c, e). FIs in D-type veins (Py \pm Qtz \pm Anhy) are dominated by liquid-rich LV phase (f)

两类,分别为辉钼矿±石英脉和黄铁矿±石英±硬 石膏脉(表 5)。其内包裹体主要为 LV 相(图 5f), 气相充填度介于 20%~40%之间,包裹体大小变化 于 15~20 μm,多呈长柱状、负晶形等。

3.2 均一温度及盐度

流体包裹体测温在北京科技大学完成,所用冷 热台型号为 Linkam THMS 600,测定温度范围为 $-196 \sim +600 °C$,冷冻数据和均一温度数据精度分 别为±0.1℃和±1.0℃。用作测试的包裹体一般较 大(>7 μ m),包裹体通过加热测得了气液相均一温 度($T_{h,LV}$)、冰点温度($T_{m,ice}$)及石盐的溶化温度 ($T_{m,NaCl}$)。VL相及 LV 相包裹体的盐度(%NaCl) 利用 Potter 等(1978)公式求出,LVH 相包裹体的 盐度用 Bischoff (1991)公式算得。

由于低密度 VL 相包裹体中水溶液含量较少, 又常呈薄膜吸附在包裹体壁上,水溶液相完全均一 呈气相的现象很难看清,常导致测试均一温度时产 生较大误差。实验过程中发现,在 VL 相包裹体接 近均一时,可通过适当降温的方法减少这种测试误 差:如包裹体尚未均一,适当的降温(一般 20~ 30℃),气泡会明显收缩,气液相边界也会变得清楚; 而如包裹体已经均一,适当的降温,气泡是不会发生 明显的变化的,这是因为,包裹体均一是相变过程, 只有温度降低较大的幅度(一般大于 50℃),才会发 现气泡突然变小。因此,通过多次回温,可把 VL 相 包裹体均一温度测试误差限制在很小的范围内。同 样,由于 VL 相包裹体中水溶液含量较少,测试其冰 点温度时,也会产生较大的误差,甚至有时都观察不 到冰点温度;实验中发现,如果在 VL 相包裹体冷冻 过程的每隔一段时间(如 5 s)进行自动照相,重新观 察录像时很容易确定冰点温度。

脉状岩枝:流体包裹体测温结果列于表 2。脉 状岩枝两侧石英脉中的包裹体尽管气相充填度很 大,但大部分却均一成液相。呈液相均一的包裹体, 其均一温度变化于 328~450℃之间,平均为 391℃; 盐度变化于 6.6%~9.5% NaCl之间,平均为8.2% NaCl。呈气相均一的 VL 相包裹体,其均一温度变 化于 405~434℃之间,略高于呈液相均一的包裹 体;盐度为 9.2% NaCl,与液相均一的包裹体类似。

Table 5 Micrometinionicative results of that inclusions in quarter in D type tents at Quiong, Thee							
类型	大小(µm)	气相填充度(%)	$T_{\mathrm{h,L-V}}(^{\circ}\mathbb{C})$	$T_{\mathrm{m,ice}}(^{\circ}\mathbb{C})$	$T_{ m m, NaCl}$ ($^{\circ}\!\! \mathbb{C}$)	盐度(%NaCl)	
		辉	钼矿土石英脉(样品:	601-515)			
LV	18×11	29	329	-5		7.9	
LV	16×11	32	375	-3.8		6.2	
LV	16×10	35	355	-3.3		5.4	
LV	16×12	25	329	n. d.		n. d.	
LV	19×10	31	366	-3.9		6.3	
LV	16 imes 12	37	380	-4.3		6.9	
LV	22×12	28	359	-4.1		6.6	
LV	15×12	30	361	-3.9		6.3	
		黄铁矿	土石英土硬石膏脉(楕	牟晶:1001-354)			
LV	16×8	30	308	-2		3.4	
LV	19×10	25	355	-2		3.4	
LV	22×17	25	282	-2.1		3.5	
LV	51×17	42	388	-2.8		4.6	
LV	18×13	40	395	-3.5		5.7	
LV	22×10	36	381	-2.1		3.5	
LV	19×11	27	374	-3.8		6.2	
LV	17×10	21	348	n. d.		n. d.	

表 5 驱龙铜矿晚期 D 脉石英中流体包裹体显微测温结果

Table 5 Microthermometric results of fluid inclusions in quartz in D-type veins at Qulong, Tibet

此外,实验中还发现少量倾向于气相均一的 VL 相 包裹体,其均一温度可能更高,如表 2 所示,有些包 裹体在 500℃时尚未均一(发生破裂)。

A脉:详细的流体包裹体测温结果列于表 3 中。 无矿石英脉中的 VL 相包裹体尽管最后呈气相均 一,不过,实验中,它们显示出假临界均一的特点:包 裹体中的气泡在低于均一温度几十度的大部分时间 内,其体积一直保持不变,但接近均一温度时气液边 界则逐渐模糊, 气泡快速变大、均一(Bodnar, 1995)。该类包裹体均一温度变化于 400~> 525℃,盐度变化于 7.2%~12.4% NaCl 之间,平均 为 9.5% NaCl(表 3)。与钾长石化有关的石英-钾 长石士硬石膏士黄铜矿土黄铁矿脉中的 VL 相包裹 体,多数均一成气相,但可见少量呈液相均一(表 3)。呈气相均一的包裹体均一温度主要变化于 440 ~520℃之间(平均为493℃),不过,少数加热到 565℃仍未均一(破裂);盐度变化于 2.6%~3.2% NaCl之间,平均为2.9% NaCl。与之相比,呈液相 均一的 VL 相包裹体盐度相当,介于 3.1%~3.4% NaCl之间;但均一温度低了很多(405~463℃)。值 得一提的是,实验中发现少量 VL 包裹体呈临界均 一,他们具有与液相均一 VL 相包裹体类似的均一 温度(~405℃),但却具有相对较高的盐度(~9.2% NaCl, 表 3)。具有黑云母蚀变晕的石英-硬石膏土 钾长石土黄铜矿土黄铁矿脉中 VL 包裹体全部均一 成气相,部分包裹体也显示出假临界均一的特点;其 均一温度变化于 362~475℃,平均为 416℃;盐度变 化于 8.7%~16.4% NaCl,平均为 11.2% NaCl。 LVH 相包裹体均以石盐子矿物的消失而均一,其均 一温度介于 313~419℃之间,平均为 376℃;气泡消 失温度变化在 280~325℃之间,平均为 304℃;盐度 集中于 38.8%~49.2% NaCl,平均为 44.8% NaCl。

B脉:详细的流体包裹体测试结果列于表 4 中。 石英-黄铜矿土硬石膏脉中的 VL 相包裹体全部均 一成气相,均一温度变化于405~550℃之间,平均 为 463℃;盐度主要变化于 6.9%~13.8% NaCl 之 间,平均为10.6% NaCl,但有一个包裹体的盐度较 小, 仅为 2.4% NaCl。仅有的一个 LVH 相包裹体 测试数据显示,该类包裹体也以石盐子矿物的消失 而均一,气相消失温度为350℃,石盐子矿物消失温 度为 378℃, 两者相差 28℃; 盐度为 44.7% NaCl。 石英-硬石膏-黄铜矿脉中的 VL 相包裹体全部均一 成气相,均一温度变化于405~450℃之间,平均为 423℃;盐度变化于 9.9%~12.4% NaCl,平均为 11% NaCl。LVH 相包裹体主要以石盐子矿物的消 失而均一,仅有少量以气泡的消失而均一;该类包裹 体均一温度变化于 305~470℃,平均为 389℃;盐度 变化于 36.3%~55.7% NaCl,平均 46.1% NaCl。 典型 B 脉——石英-硬石膏-黄铜矿±辉钼矿±黄铁 矿脉中早期石英中的 VL 相包裹体依据均一温度及 盐度的差异,明显分为两类:一类均一温度变化于

380~460℃之间,平均为 420℃;盐度变化于6.2% ~7.2% NaCl,平均 6.6% NaCl;另一类包裹体呈 明显假临界均一,其均一温度介于 570~585℃之 间,平均为 575℃;盐度变化于 16.0%~16.1% NaCl。LVH 相包裹体均以石盐子矿物的消失而均 一,均一温度变化于 270~375℃之间,盐度变化于 35.7%~44.4% NaCl之间。晚期石英中所测的一 个 VL 相包裹体也明显呈假临界均一,均一温度为 450℃,盐度为7.6% NaCl,与早期石英中相对低温 的 VL 相包裹体均一温度及盐度非常类似,可能为 同期的产物。晚期石英中的 LVH 相包裹体均以气 泡的消失而均一,均一温度变化于 311~338℃之 间,盐度变化于 36.7%~37% NaCl 之间。对于绿 帘石-石英脉,无论是绿帘石还是石英,其内包裹体 均不发育。有限的数据表明,绿帘石中的 LV 相包 裹体均一温度变化于 370~400℃之间,盐度为 5. 3% NaCl。与之相比,同期产出的石英中的包裹体 均一温度则相对较低,变化于 330~345℃之间,平 均为335℃。

D脉:详细的流体包裹体测试结果列于表 5 中。 辉钼矿 ± 石英脉中的 LV 相包裹体全部均一成液 相。其均一温度变化范围较小,集中于 329~380℃ 之间,平均为 357℃;盐度变化于 5.4%~7.9% NaCl之间,平均为 6.5% NaCl。黄铁矿 ± 石英± 硬石膏脉中的包裹体均一温度变化于 282~395℃, 平均为 354℃;盐度变化于 3.4%~6.2% NaCl,平 均为 4.3% NaCl。与辉钼矿 ± 石英脉中的包裹体 相比,黄铁矿 ± 石英 ± 硬石膏脉中的包裹体尽管均 一温度与之相当,但变化范围较大;盐度相对较低。

3.3 压力估计

对于斑岩矿床,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)。然而,遗憾的是,本次研究 中没能发现令人信服的沸腾包裹体组合。不过,前 人的研究发现,呈临界或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)。本次及 已有的研究(Hou et al., 2008)发现,驱龙矿床 3 类 流体包裹体的共结点温度主要变化于 $-25 \sim$ -21.5 °C之间,表明流体为含少量 KCl 的 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)。

脉状岩枝:在脉状岩枝的石英中,液相均一及气 相均一的 VL 及 LV 相包裹体共存,似乎暗示不均 一捕获的结果。然而,均一方式不同的两类包裹体 具有近乎相同的盐度表明,两者可能为同一流体在 不同温压条件被捕获的产物。Heinrich (2005)的 最近研究表明,低密度气体,在足够的封闭压力条件 下,可不发生相的变化,直接发生冷凝收缩,形成同 等盐度的液相。脉状岩枝石英中的 LV 相及 VL 相 包裹体组合,可用此解释,并得到测试数据的有力支 持:与液相均一的包裹体相比,气相均一的包裹体均 一温度明显较高,如个别包裹体 500℃时尚未均一 (表 2)。在 px 相图(图 6a)中,气相均一的包裹体 投点落入液相区,暗示包裹体的温度可能被低估,或 者盐度被高估;而这些包裹体相对近似的盐度、但变 化较大的均一温度表明,盐度被高估的可能性较小, 温度被低估的可能性更大。实际上,脉状岩枝中石 英脉与细晶岩共生的特点也要求石英形成于较高的 温度,至少在岩浆突然上升形成脉状岩枝之前,体系 温度应在花岗岩水饱和固相线(约675℃)以上。尽 管我们无法得知气相均一的 VL 相包裹体捕获时的 真正温度,但至少应该在500~675℃之间,因脉状 岩枝侵入时,围岩花岗闪长岩仍具有较高的温度[其 黑云母 Ar-Ar 坪年龄为 15.48 Ma(杨志明等,未刊 数据),晚于 B 脉(辉钼矿 Re-Os 年龄:16~16.4 Ma, 孟祥金等, 2003), 表明脉状岩枝形成时, 围岩的 温度应大于黑云母 Ar-Ar 体系的封闭温度 (350℃)],所以,侵入接触时,热耗散量较小,因此, 我们武断的推测气相均一的 VL 相包裹体被捕获时 的温度应在 600~650℃范围内。如该推论属实,那 么,单一气相稳定区捕获的此类包裹体的压力将被 限定在盐度为 10% NaCl 左右的 H₂O-NaCl 体系的 临界等容线下部、气液两相共存区上部的很小区间 内(图 6b),相应地,捕获时的压力为 105±15 MPa, 若采用 25 MPa/km 的静岩压力,则捕获时的古深 度约为4.2±0.6 km。这与地质观察基本一致,矿 床含矿斑岩上部的叶巴组地层,其厚度在 3~5 km 之间(阴家润等,2006;杨志明等,2008a)。

A脉:A脉中的包裹体类型主要为VL相,仅在 具有黑云母晕的石英-硬石膏±钾长石±黄铜矿±黄 铁矿脉中出现少量 LVH相。VL相包裹体依据盐度 数据又可分为两类,一类具有相对中等的盐度(7.2% ~16.4% NaCl,平均约为10% NaCl),另一类具有较 低的盐度(2.6%~3.2% NaCl),前者在3类A脉中 均有发现,后者仅在石英-钾长石±硬石膏±黄铜矿 ±黄铁矿脉中出现。中等盐度的这些VL相包裹体, 既可呈气相、液相均一,也可呈临界或假临界均一;目



图 6 驱龙矿床脉状岩枝、A 脉、B 脉及 D 脉中流体包裹体的压力-盐度(NaCl-H₂O 体系相图据 Sourirajan et al., 1962; Bodnar et al., 1985; Ulrich et al., 2002)和压力-温度图解(据 Wilkinson, 2001; Proffett, 2009) Fig. 6 *p-x* phase diagram of the system H₂O-NaCl (after Sourirajan et al., 1962; Bodnar et al., 1985; Ulrich et al., 2002) and *p-t* phase diagram of the system H₂O-NaCl with *x*_{NaCl}-*x*_{H₂O}

as the third axis perpendicular to page (after Wilkinson, 2001; Proffett, 2009)

(a) 一大量呈气相均一的 VL 相包裹体处于液相区,表明包裹体的均一温度被低估或盐度被高估,不过更可能是温度被低估(见文中详述); (b) 一显示脉状岩枝、A 脉及 B 脉中各类流体包裹体形成时的温度及压力条件。脉状岩枝中的 VL 相包裹体真实捕获温度可能在 600~ 650℃范围内(见文中详述),相应的,其捕获压力应在 90~130 MPa 区间内,即 105±15 MPa(如 A 点所示),该富气相流体如局部冷凝收缩 过程中被捕获(如 B 点位置),则形成了脉状岩枝中呈液相均一的 VL 相包裹体;A 脉及 B 脉中的 VL 相包裹体具有类似的均一行为及捕获 温度(550~600℃),所以具有类似的捕获压力(如图中 C 点所示,90±20 MPa),如此时压力局部突然降低,体系进入两相稳定区(L+V),中 等盐度的富气相流体则会发生相分离,形成低盐度气相和高盐度液相(如图中 D 所示),A 脉及 B 脉中的低盐度气相均是由此种机制形成 的;V一气相;L一液相;NaCl一石盐;固相线数据引自 Whitney (1975),为 H₂O 饱和的石英二长岩体系;1一无矿石英脉;2一脉状岩枝;3— 石英-钾长石 A 脉;4—Qtz-Anhy A 脉;5—石英-黄铜矿土石膏 B 脉;6—石英-石膏-黄铜矿 B 脉;7—石英-石膏-黄铜矿土辉钼矿 B 脉 (a)—All single-phase or multi-phase assemblages of fluid inclusions in quartz from vein dike, A-type, B-type and D-type veins analyzed in the study. Abundant vapor-rich inclusions are plotted in the liquid-stable area, indicating possible overestimation of the salinity or underestimation of homogenization temperatures due to coentrapment of minor liquid (we prefer the later, see text for detailed discussion); (b)—the formation conditions of fluid inclusions in quartz from vein dike, 3—Qtz-Ksp A vein; 4—Qtz-Anhy A vein; 5—Qtz-Cpy±Anhy B vein; 6—Qtz-Anhy-Cpy B vein; 7—Qtz-Anhy-Cpy±Moly B vein

呈气相(包括假临界)均一的包裹体具有比临界及液 相均一的包裹体更高的均一温度(表 3),表明该类包 裹体组合与脉状岩枝中的 VL 相包裹体组合成因类 似,捕获于近临界条件下。与临界、假临界均一的中 等盐度的 VL 相包裹体不同,低盐度的 VL 相包裹体 在加热过程中,气泡是逐渐扩大的,结合其气相充填 度大、盐度低,且与中等盐度 VL 相包裹体共生的特 点,判断其内流体应为中等盐度的近临界流体因压力 降低进入气液两相区后、相分离而形成的低密度气相 (Bodnar, 1995)。同时,低盐度 VL 相包裹体仅在部 分 A 脉中出现,暗示压力波动出现的时间较短。至 此,如了解 VL 相包裹体真实的捕获温度,我们便可

估计出 A 脉形成时的压力条件。从测试数据来看, VL 相包裹体均一温度变化很大(362~>525℃),实际上,A 脉中大量气相均一的 VL 相包裹体在 *px* 相图(图 6a)中明显处在液相区表明,其温度被明显低估。因均一温度为最小捕获温度,如果我们取相分离的产物——低盐度气相包裹体的均一温度作为温度下限的话,有理由相信,引起早期钾硅酸盐化流体,其温度至少在 520℃以上,而较晚的 B 脉中部分 VL 相包裹体的均一温度可高达 570~585℃(见后文详述),进一步表明引起钾硅酸盐化的流体温度应在 550℃以上。结合脉状岩枝中 VL 相包裹体的捕获温度,在此,我们武断的推测,石英 A 脉中的 VL 相包裹体其 真实的捕获温度应在 550~650℃之间,对应的压力为 90±20 MPa(图 6b), 若采用 25 MPa/km 的静岩压 力,则捕获时的古深度约为 3.6±0.8 km。产于石英-硬石膏±钾长石±黄铜矿±黄铁矿脉中的 LVH 相 包裹体,皆以石盐子矿物的最后消失而均一,与流体 沸腾形成的高盐度包裹体的均一行为明显不同 (Bodnar, 1995; Ulrich et al., 2002)。杨志明等 (2005b, 2008c)在研究厅宫铜矿早期石英脉及驱龙铜 矿含矿斑岩接触带 UST 石英中的包裹体时,也发现 了类似的现象。尽管 NaCl 过饱和条件下捕获或捕获 后改造(如卡脖子)均可形成此类包裹体,不过,越来 越多的证据表明,高压条件下,NaCl不饱和流体的均 一捕获,也是形成此类包裹体的重要途径之一 (Roedder, 1984; Bodnar, 1994, 1995)。最近, Becker 等(2008)通过合成包裹体的研究,更新了高盐度(> 30% NaCl)H₂O-NaCl 体系的 PVTX 数据,并通过多 个斑岩及相关热液矿床中以石盐消失而均一的高盐 度包裹体成因的研究和综述,建立了识别此类包裹体 成因的一套方法。尽管依据本次得到几个 LVH 相 包裹体测温数据(5个,表3),很难对其成因做出客 观、全面的判断。不过,高压条件下(静岩压力)形成 的单向固结结构(杨志明等,2008c)及 A 脉中的 LVH 相包裹体,几乎全部以石盐的消失而均一,而压力相 对较低时形成的晚期 B 脉中的 LVH 相包裹体,既可 以石盐的消失而均一,也可以气泡的消失而均一;似 乎支持该类包裹体是高压条件下均一捕获的结果。 因此,石英-硬石膏±钾长石±黄铜矿±黄铁矿脉中 以石盐消失而均一的 LVH 相包裹体的捕获压力便 可依据 Becker 等(2008)的最新研究成果估算出来,如 图 7a 所示,主要变化于 50~120 MPa 的范围内,其 中,一个呈现出异常高的压力值(230 MPa),但又具有 与其他包裹体相似的 T_{h.L.V} (气泡消失温度),暗示少 量此类包裹体可能为 NaCl 过饱和条件下捕获或捕获 后经历了改造。

B脉:同A脉类似,早期B脉(石英-黄铜矿±硬 石膏脉和石英-硬石膏-黄铜矿脉)及晚期B脉(石英-硬石膏-黄铜矿±辉钼矿±黄铁矿脉)早期石英中VL 相包裹体也主要呈气相(包括假临界)均一,仅少量呈 液相均一,表明这些包裹体也是在近临界的条件下被 捕获,且更靠近临界等容线右侧的高温区(图 6b)。 与A脉中的VL相包裹体相比,这些包裹体的均一温 度并没有降低的趋势,相反,石英-硬石膏-黄铜矿±辉 钼矿±黄铁矿脉早期石英中的一些VL相包裹体呈 现出更高的均一温度(570~585℃,表4)。因此这些 VL 相包裹体应该具有与 A 脉中此类包裹体类似的 捕获温度(550~650℃),相应地,也具有相似的捕获 压力(90±20 MPa,图 6b)。早期 B 脉及晚期 B 脉早 期石英中的 LVH 相包裹体也与 A 脉类似,主要以石 盐的消失而均一,从图 7a 中可知,其捕获压力主要集 中在 50~110 MPa 之间,一些包裹体呈现异常高的捕 获压力(230~270 MPa),可能为 NaCl 过饱和条件下 捕获或捕获后经历了改造的结果。石英-硬石膏-黄 铜矿±辉钼矿±黄铁矿 B 脉晚期石英中的包裹体与 早期石英明显不同,其内的 LVH 相包裹体则主要以 气泡的消失而均一,而不再以石盐子矿物的最后消失 而均一; VL 相包裹体均一温度明显降低(380~ 460℃),盐度也有所下降(约7% NaCl)。已有的研究 表明,以气泡的最后消失而均一的 LVH 相包裹体,其 形成时的压力与以石盐子矿物最后消失而均一的 LVH 相包裹体明显不同(Bodnar, 1994; Cline et al., 1994;杨志明等,2005b,2008c),在石英-硬石膏-黄 铜矿土辉钼矿土黄铁矿脉中,两种均一方式的 LVH 相包裹体并存,但其均一温度相差不大,显示出压力 波动的特征(Bodnar, 1994)。这是因为,造成均一方 式不同的 LVH 相包裹体共存的途径主要有两种:① 温度变化;如图7(b),区域A中内任意位置(如点a) 捕获的高盐度包裹体都会通过气泡的消失而均一;随 流体的冷凝,其 pt 条件可达到 $T_{h,L-V} = T_m(H)$ (即 b 点),此时捕获的高盐度包裹体,在加热过程中,石盐 子矿物和气泡则会同时消失;随着温度的继续降低, 在区域 C 内任意位置(如点 c)捕获高盐度包裹体,则 会以石盐的溶化而均一。②压力波动;如图7(b)所 示,区域C内任意位置(如 e 点)捕获的高盐度包裹 体,都会以石盐的溶化而均一;但当压力降低到 b 点 之下后,此时任意位置(如f点)捕获的高盐度包裹体 以气相的消失而均一。显然,石英-硬石膏-黄铜矿± 辉钼矿土黄铁矿脉早期石英与晚期石英(多呈中心 线)中LVH 相包裹体均一方式的变化,为压力突然降 低的结果,亦即晚期的石英及共生的黄铜矿、辉钼矿 等,是在该脉形成后,再次裂开的过程中沉淀下来的。 不过,晚期石英形成的压力,因数据较少,目前尚无法 估算。同样,由于较少的测试数据,Epi-Qtz脉的形成 时的压力目前亦难以估计。

D脉:D脉中的包裹体以 LV 相为主,呈液相均 一,明显捕获于液相稳定区。与典型的 D脉——黄 铁矿±石英±硬石膏脉相比,辉钼矿±石英脉中包 裹体具有相对较高的均一温度(329~380℃)及盐度 (5.4%~7.9% NaCl),不过,在 NaCl-H₂O 体系 p



图 7 (a) 驱龙矿床 LVH 相包裹体气液相均一温度($T_{h,L-V}$) 及石盐子晶消失温度(T_m) 图解(50 MPa、100 MPa、200 MPa、300 MPa 等压线数据引自 Becker et al., 2008);(b) H₂O-NaCl 体系温度-压力示意相图,说明以石盐子晶消失而 均一的高盐度包裹体形成的两种主要机制,相的边界包括气+固+液(L+H+V)曲线、气+液(L+V)曲线及石盐液相 线(据 Bodnar, 1994;Becker et al., 2008)

Fig. 7 (a) Average $T_{h,L-V}$ versus T_m halite for LVH-type inclusions hosted in quartz from the Qulong porphyry Cu deposit, Tibet (isobars of 50 MPa, 100 MPa, 200 MPa and 300 MPa are from Becker et al., 2008); (b) Schematic *p*-*t* phase diagram of the H₂ O-NaCl system for some composition $> \sim 26.4\%$ NaCl (saturation at room temperature), indicating two primary formation mechanism of the high-salinity inclusions that homogenized by final disappearance of halite. Phase boundaries include the three-phase liquid+vapor+halite (L+V+H) curve, the two-phase liquid+vapor (L→L+V) curve, and the halite liquidus (L→L+H) (from Bodnar, 1994;Becker et al., 2008)

1—石英-石膏土钾长石土黄铜矿土黄铁矿 A 脉; 2—石英-石膏-黄铜矿土辉钼矿土黄铁矿 B 脉; 3—石英-石膏-黄铜矿 B 脉 1—Qtz-Anhy±Ksp±Cpy±Py A vein; 2—Qtz-Anhy-Cpy±Moly±Py B vein; 3—Qtz-Anhy-Cpy B vein

x 相图中,他们均变化在较小的区间范围内。如果 取最大的均一温度代表他们的真实捕获温度(约 395℃),这些包裹体的捕获压力应在 30 MPa 左右 (图 6a);而大量的研究表明,D 脉形成时,多处于静 水压力条件下(Gustafson et al., 1975; Hedenquist et al., 1998a, 1998b),如按静水压力(10 MPa/km) 计算,这些包裹体形成时的古深度约为 3 km,与上 文的研究结果基本一致。

4 H-O 同位素

本次选取了 4 种主要类型、共 24 个样品开展 H-O 同位素分析(表 6),分别为:①早期石英-钾长 石 A 脉中的石英,代表引起钾长石化的流体;②石 英-硬石膏±钾长石±黄铜矿±黄铁矿脉两侧蚀变 晕及黑云母细脉中的黑云母,代表引起黑云母化的 流体;③绿帘石-石英脉中及叶巴组地层中浸染状的 绿帘石,代表引起青磐岩化的流体;④黄铁矿±石英 ±硬石膏脉两侧蚀变晕中的绢云母,代表引起绢英 岩化的流体。

单矿物的挑选在中国地质科学院地质研究所完成,挑选前,先将脉体两侧的大部分围岩去掉,以减

少污染。H-O 同位素分析在国土资源部同位素地 质重点实验室完成。氧同位素分析采用传统的 BrF₅分析方法(Clayton et al., 1963),用 BrF₅与含 氧矿物在真空和高温条件下反应提取矿物氧,并与 灼热电阻——石墨棒燃烧转化成 CO₂气体,分析精 度为±0.2‰,相对标准为 V-SMOW,所用仪器为 MAT-253EM 型质谱计。详细测试结果列于表 6 及图 8 中,其中,有一半样品(主要为黑云母样品)由 于含量较少,没能测出 H 同位素组成。

钾长石化蚀变:鉴于部分人对于流体包裹体 δD 值的可用性的强烈质疑(如 Faure et al., 2002; Faure, 2003),本次研究中通过以下两个方面尽量 减少晚期流体的同位素混合:①选取的样品均为晚 期流体叠加较弱的样品;②提取包裹体时,在约 400℃温度下恒温 4 h,尽量剔出次生包裹体的影 响。测试结果表明:与钾长石化有关的石英-钾长石 A 脉中的石英 δ^{18} O 测试值变化于 +8.5% ~ +9.6‰之间(n=5),平均为+9.0‰;石英中包裹体 H₂O 的 δ D 值介于 -97‰ ~ -115‰ 之间,平均为 -106‰。采用石英-钾长石 A 脉中包裹体最大均 一温度(575℃),求得与石英达到平衡的流体的 δ^{18} O

14 E	Jul >+> z>> #hm	温度*	测试伯	直(‰)	计算值(%)	
件亏	测试例初	(°C)	$\delta^{18}O_{\mathfrak{F}\mathfrak{H}}$	δD _{矿物}	δ ¹⁸ O _{流体}	δD _{流体}
601-280	Qtz-Ksp 脉中的石英	575	9	-104	7.7	-104
601-258	Qtz-Ksp 脉中的石英	575	9	-97	7.7	-97
601-323	Qtz-Ksp 脉中的石英	575	8.5	-105	7.2	-105
601-339	Qtz-Ksp 脉中的石英	575	9.6	-115	8.3	-115
601-461	Qtz-Ksp 脉中的石英	575	9.1	-108	7.8	-108
1001-179	热液黑云母	475	3.8	n. d.	6.2	
1001-254	热液黑云母	475	3.4	n. d.	5.8	
601-261	热液黑云母	475	3.3	n. d.	5.7	
1001-423	热液黑云母	475	4.4	n. d.	6.8	
601-203	热液黑云母	475	4.7	n. d.	7.1	
601-254	热液黑云母	475	5.3	n. d.	7.7	
601-313.5	热液黑云母	475	3.9	n. d.	6.3	
601-386.5	热液黑云母	475	3.2	n. d.	5.6	
601-326	热液黑云母	475	5.4	n. d.	7.8	
QL03-42	绿帘石	400	2.3	-110	2.7	- 69
QL03-43	绿帘石	400	1.8	-109	2.2	- 68
QL03-44	绿帘石	400	2.4	-100	2.8	- 59
QL03-47	绿帘石	400	2.8	-107	3.2	- 66
QL03-48	绿帘石	400	2.3	-111	2.7	-70
QL03-50	绿帘石	400	3	-105	3.4	- 64
1001-12	绿帘石	400	6.6	-70	7.0	-29
313-32	绢云母	350	8.4	n. d.	6.6	
317-11	绢云母	350	7.1	n. d.	5.3	
1001-357	绢云母	350	5.5	-128	3.7	- 90

表 6 驱龙铜矿蚀变及岩浆矿物 H-O 同位素组成

Table 6 H-O isotopes of alteration and magmatic minerals at Qulong, Tibet

注:*温度采用本次流体包裹体测温数据,相应流体的 8¹⁸O、6D 值计算采用的分馏公式见表 7。

值变化于+7.2‰~+8.3‰,平均为+7.7‰。如用 所测包裹体中 H₂O 的 δD 值代表与钾长石化有关 的流体 H 同位素特征,那么同世界典型斑岩铜矿床 引起早期钾硅酸盐化的流体相比(Hedenquist et al., 1998b), 驱龙铜矿引起早期钾长石化的流体具 有类似的 O 同位素值,为典型的岩浆热液,但流体 的 ôD 值却严重亏损,整体处在残余岩浆水下部区 域(图 8)。造成 H 同位素严重亏损的原因可能有两 个:①引起钾长石化的流体可能为极度去气后的残 余岩浆热液(Taylor, 1986);②所测包裹体中混入 了大量具有雨水 H 同位素特征的次生包裹体。不 过,前已述及,与钾长石化有关脉体中的包裹体主要 为近临界密度的气相,而非高盐度液相表明,引起钾 长石化的流体不可能是极度去气后的残余岩浆热 液,这也被绿帘石的 H-O 同位素数据所证明(后文 详述)。因此,尽管测试中已设法尽力避免次生包裹 体的影响,但所测包裹体中依然混入了大量具有雨 水H同位素特征的次生包裹体。

黑云母化蚀变:其δ¹⁸O测试值变化于+3.2‰ ~+5.4‰之间(*n*=9),平均为+4.2‰,计算所得与



图 8 驱龙铜矿与各期蚀变有关流体的 bD-b¹⁸ O模式 图(底图据 Hedenquist et al., 1994;西藏地热水资料 据郑淑蕙等, 1982)

Fig. 8 Calculated δ¹⁸O and δD values of fluids responsible for different alteration assemblages at Qulong, Tibet (modified from Hedenquist et al., 1994; Data of geothermal water in Tibet from Zheng et al., 1982) 黑云母达到平衡的流体的 δ¹⁸O 值变化于+5.6‰~ +7.8‰之间,平均为+6.5‰,明显具有岩浆热液的 特征,但与引起钾长石的流体相比,δ¹⁸O 值相对偏 低。测试过程中,由于次生黑云母含量过少,δD 值 没能测试出来。

青磐岩化蚀变:7个绿帘石样品的 H-O 同位素 组成数据明显分为两组(表 6):靠近斑岩体样品的 δ¹⁸O测试值为 6.6‰, δD测试值为-70‰; 计算所 得与绿帘石达到平衡的流体的 δ¹⁸O 和 δD 值分别为 7.0%和-29%。远离斑岩体的样品则具有相对亏 损的 δ¹⁸ O 及 δD 测试值,分别为 1.8‰~3.0‰(平 均为 2.8‰) 和 $-100\% \sim -111\%$ (平均为 -103‰),相应的与绿帘石达到平衡的流体的δ¹⁸Ο 和 ôD 值分别为 2.2%~3.4% (平均为 3.2%)和 -46%~-70%(-62%)。在 δ^{18} O- δ D 图解(图 8) 中,靠近斑岩体的样品 H-O 同位素组成处于高温火 山气区域内,远离斑岩体的样品呈近乎垂直的矩阵 分布,处于雨水与高温火山气的混合线上。绿帘石 化(代表青磐岩化)与钾硅酸盐化近同时或略晚产出 表明,引起绿帘石化的岩浆端元(高温火山气)应为 引起钾硅酸盐化、具有近临界密度的高温气相。如 此属实,靠近斑岩体的绿帘石的形成与高温岩浆气 相有关,而远离斑岩体的绿帘石的形成则为高温岩 浆气相与雨水混合的结果。同时,靠近斑岩体的绿 帘石的 H-O 同位素可近似代表引起钾硅酸盐化的 高温气相的相应同位素特征。

石英-绢云母化: δ^{18} O测试值介于+5.5%~ +8.4‰之间(n=3),平均为7.0‰; δ D仅有一个测 试数据,为-128‰。计算所得与绢云母达到平衡的 流体的 δ^{18} O值变化于+3.7‰~+6.6‰之间, δ D 值为-90‰。尽管3个数据相对较少,流体的H-O 同位素组成却表现出明显的规律性:其 δ^{18} O变化范 围较大,介于岩浆水和雨水之间, δ D值也介于残余 岩浆水与雨水之间,整体处在残余岩浆水与雨水的 混合线上,表明绢云母的形成为岩浆热液与雨水的 混合所致(图 8)。然而,相比引起绿帘石化的岩浆 端元,引起绢云母化的岩浆端元的 H 同位素明显偏 低,表明随着高温气相的不断出溶,残余岩浆热液的 H 同位素逐渐亏损。

5 讨论与结论

5.1 早期成矿流体的性质及来源

地质观察及显微测温数据均显示,脉状岩枝及与 钾长石化有关的各类脉体中的 VL 相包裹体,是驱龙 矿床成矿流体的较早记录。流体包裹体及 H-O 同位 素结果显示,早期成矿流体为具有较高温度(550~ 650℃)、中等盐度(约9% NaCl)和近临界密度的岩浆 热液。这些 VL 相包裹体(共结点温度:-25~ -21.5℃)具有比 H₂O-NaCl 体系(-20.8℃)略低的 共结温度(Hou et al., 2008)表明,除 NaCl 外,早期成 矿流体含有少量的 KCl,但与高盐度流体引起的钾硅 酸盐化蚀变相比,驱龙铜矿的钾硅酸盐化明显较弱, 表明低密度气相中的 K 含量要比高盐度流体低得多 (Proffett, 2009)。冷冻过程中, 在早期脉体的 VL 相 包裹体中并见到干冰或 CO₂ 笼形物,说明早期成矿流 体中没有或仅含少量 CO₂,这与高压条件下(200 MPa) 出溶的超临界流体明显不同(Rusk et al., 2008)。钾长石化中少量硬石膏+硫化物组合及黑云 母化中大量硬石膏+硫化物组合,均表明早期成矿流 体中含有大量的 S。尽管前人在多个矿床的早期 VL 相包裹体中发现了黄铜矿等金属子矿物(如 Roedder, 1971; Bodnar, 1995; Ulrich et al., 2002; Rusk et al., 2008),不过,本次在驱龙矿床早期的 VL 相包裹 体中并没有发现,表明早期成矿流体中 Cu 含量相对 较低,这可能也是驱龙矿床Cu金属品位(约0.45%) 相对较低的原因。

实际上,杨志明等(2008a)已通过物质平衡计算 及岩体地球化学资料,初步论证了形成驱龙这一超 大型矿床的流体及金属,主要来自深部岩浆房的直 接出溶,而非浅部侵位的岩株/岩枝的出溶,并提出

表 7 文中所用同位素分馏公式

Table 7	Isotope	fractionation	equations	used i	n this	study

	分馏公式	参考文献
	$10^3 \ln_{\alpha \parallel \Xi \oplus K} = 3.84 \times 10^6 / T^2 - 8.76 \times 10^3 / T + 2.46$	Zheng, 1993
〇日広志	$10^{3}\ln \alpha_{ m Back} = 4.1 \times 10^{6} / T^{2} - 7.61 \times 10^{3} / T + 2.25$	Zheng, 1993
U円位系	$10^3 \ln \alpha_{\&m T-K} = 4.05 \times 10^6 / T^2 - 7.81 \times 10^3 / T + 2.29$	Zheng, 1993
	$10^{3}\ln \alpha_{l\bar{l}}$ $\#-\pi$ = 3. $34 \times 10^{6} / T^{2}$ - 3. 31	Matsuhisa et al. , 1979
日日台書	$10^3 \ln \alpha_{m{f n} \pm \#-\pi} = -22.1 imes 10^6 / T^2 + 19.1$	Suzuki et al. , 1976
11 円位系	$10^3 \ln \alpha_{\Im a \pi - \pi} = 9.3 \times 10^6 / T^2 - 61.9 (300 \sim 600 ^{\circ}{ m C})$	Graham et al. , 1980

矿床深部岩浆房的大规模出溶,才是形成驱龙铜矿 的关键。本次研究结果直接证实该观点:①浅位的 含矿斑岩基本固结后形成的 B 脉中的 VL 相包裹 体,具有与早期 A 脉中 VL 相包裹体类似、甚至更 高的均一温度(570~585℃),表明成矿流体的供应 较为稳定,不受浅位岩株/岩枝固结与否的影响,因 此不可能来自浅位岩株/岩枝的出溶;②脉状岩枝的 细晶岩与热液石英共生,表明从矿床深部侵位的岩 浆是过饱和流体的,因此,矿床早期脉体中相对高压 条件下(90~105 MPa,对应古深度:3.6~4.2 km) 捕获的高温富 S、中等盐度的低密度(或近临界密 度)气相,只能来自深部岩浆房的直接出溶。

5.2 流体出溶过程及演化路径

研究表明,出溶流体的性质与封闭压力(即岩浆 房的深度)密切相关:高压条件下(约 200 MPa)初始 出溶的流体盐度较高(约 53.4% NaCl),随着熔体相 的不断结晶,出溶的流体盐度逐渐降低;而中压(约 100 MPa)及低压(约 50 MPa)条件下,初始出溶的流 体盐度相对较低,分别为 7% NaCl 和 1.1% NaCl,随 着熔体相的不断结晶,流体的盐度逐渐增高(Cline et al., 1991)。依据上述结果,驱龙矿床从岩浆房较早 出溶流体的盐度在 9% NaCl 左右(脉状岩枝中的 VL 相包裹体),表明流体出溶至少在中等以上的压力条 件下(>100 MPa);这与脉状岩枝中包裹体研究结果 基本一致,岩浆房的出溶至少发生在 VL 相包裹体捕 获压力(105±15 MPa)以上。不过,岩浆房的确切深 度无法估计。测温结果还显示,随岩浆房的不断结 晶,出溶流体的盐度具有逐渐增大的规律,如脉状岩 枝中的 VL 相包裹体的盐度为 9.2%~9.5% NaCl, 早期A脉中的VL相包裹体的盐度为7.2%~12.4% NaCl,早期 B 脉中的 VL 相包裹体的盐度为 8.3%~ 13.8% NaCl,这与上述实验的结果一致(Cline et al., 1991)。值得注意的是,晚期A脉(石英-硬石膏土钾 长石士黄铜矿士黄铁矿脉)及部分B脉中出现了少量 以石盐的消失而最后均一的高盐度包裹体,前已述 及,其形成多是均一捕获的结果。这种高盐度的流体 既可来自深部岩浆房的直接出溶,也可由中等盐度气 相因压力降低进入气液两相稳定区发生相分离所致, 不过,高盐度包裹体的少量产出及中等盐度 VL 相共 存的特征,暗示高盐度流体可能由岩浆房出溶的中等 盐度气相因压力降低发生相分离而形成,而这种间断 性的压力降低可能因水压致裂体系由静岩向静水条 件转变所致,随裂隙的愈合,体系又回到静岩压力条 件。

通过上述分析,驱龙矿床流体演化路径基本清 楚:①深部岩浆房初始出溶的流体为高温(550~ 650℃)、富 S、中等盐度(约 9% NaCl)的低密度(或 近临界密度)气相,因具有较低的密度,这些高温气 相得以在较大的范围内扩散,形成了强度弱、但分布 广的弥漫状钾长石化;蚀变过程中,中等盐度的高温 气相因局部压力下降进入气液两相稳定区,从而分 离出低盐度气相(2.6%~3.2% NaCl)(图 6b);② 钾长石化后期,因水压致裂诱发的上覆压力减小,岩 浆房出溶中等盐度气相(8.7%~16.4% NaCl)开始 发生相分离,形成少量高盐度液相,该流体组合上升 引起了大范围的黑云母化,并伴有大量硬石膏和黄 铜矿的沉淀;③在高温的低密度气相形成钾长石化 和黑云母化的同时,不可避免地向斑岩体周围扩散, 扩散过程中,因流体流动路径增大,与雨水的混合不 可避免,从而使得流体的温度、盐度明显降低(约 350~400℃, 5% NaCl),相应地,蚀变也由钾硅酸 盐化转变为青磐岩化;④在黑云母化晚期,大规模裂 隙事件发生,许多早期形成的脉体再次裂开、愈合, 流体压力波动明显,高盐度液相在压力降低时开始 从中等盐度气相中分离出来;同时,由于裂隙的发 育,岩石的渗透率增大,大气降水得以不断地向热液 中心聚集,与岩浆房出溶的中等盐度气相发生混合, 形成中高温度(308~395℃)、低盐度(3.4%~7.9% NaCl)的液相,该流体沿较大的路径流动,引发了围 岩强烈的石英-绢云母-绿泥石化。在石英-绢云母-绿泥石化的晚期阶段,流体体系温度逐渐衰减,当小 于200℃时,水解反应开始发生,各种长石,包括早 期钾硅酸盐化阶段形成的钾长石,发生粘土化蚀变, 斑岩热液系统基本结束。

5.3 成矿物质沉淀机制

对于斑岩矿床中金属、特别是 Cu 的沉淀机制, Hezarkhani 等(1999) 开展了详细的实验研究工作, 结果表明:成矿过程中的诸多因素,如温度、压力、盐 度、氧逸度、pH 值等的变化均可导致 Cu 的沉淀,不 过,温度降低似乎是金属沉淀的最重要机制,最近这 也被越来越多研究不断证实(Ulrich et al., 2002; Redmond et al., 2004; Landtwing et al., 2005)。 然而,同钾长石化阶段相比,黑云母化阶段及转换蚀 变阶段(B脉)成矿流体的温度并没有明显的降低, 表明温度降低可能不是驱龙矿床成矿物质沉淀的主 要机制。长期以来,Cu 的沉淀机制研究,常基于这 样一个重要的前提:Cu 在流体中主要以 Cl 络合物 (CuCl²⁻,Hezarkhani et al., 1999)的形式运移。的 确,对于成矿介质主要为高盐度的流体斑岩矿床来 说,Cl 络合物是迁移 Cu 的最重要形式,不过有时, 中低盐度的气相也可成为斑岩矿床形成的主要介 质,特别当体系高压、富 S 时 (Pokrovski et al., 2006;Nagaseki et al., 2008)。在富 S 的气相外,Cu 除以 Cl 络合物的形式存在外,还可以 HS⁻、SO²⁻ 络 合物以及 CuCl_m.nH₂O 等其他形式迁移(Williams-Jones et al., 2005),因此,压力及 S 含量的变化应 是低密度气相中 Cu 沉淀与否的重要控制因素。

驱龙铜矿黑云母化阶段及转换蚀变阶段 Cu 的 沉淀显然与压力的降低以及 S 的减少有关,这是因 为:①黑云母化阶段及转换蚀变阶段成矿流体的压力 发生了明显的波动,而硫化物的沉淀多与低压条件下 形成的晚期石英同期,如石英-硬石膏-黄铜矿土辉钼 矿±黄铁矿 B脉;②在与钾长石化有关的 A脉中,硬 石膏均呈零星的浸染状,而进入黑云母化阶段及转化 蚀变阶段,硬石膏则发生大规模沉淀(杨志明等, 2008a)。硬石膏的大量沉淀,一方面促使流体中的 S 大规模减少,大大降低了Cu在气相中的溶解度;另一 方面,极大地促进了 SO2水解反应的进行(Hemley et al., 1992), 使 H₂S 的含量相对增加, 从而导致黄铜矿 等含 Cu 硫化物的大量形成。经历了黑云母化阶段及 转化蚀变阶段的减压及去 S 之后,残余流体中的 Cu 仅可能以 Cl 络合物的形式迁移, 而此时, 温度降低无 疑是 Cu 沉淀的最有效机制,石英-绢云母化阶段形成 的流体包裹体,其均一温度(309~395℃)显著小于 B 脉形成时捕获的流体包裹体的均一温度(400~ 580℃),明显支持该观点。

5.4 矿床形成深度及成矿后剥蚀

众所周知,矿床形成深度是矿床研究中需要查 明的一个极为重要的参数。然而,矿床形成深度的 估算却一直是矿床学研究中的难点。通常,人们采 用详细的矿区地质填图,重塑矿区地质演化历史,进 而揭示矿床的形成深度(如 Dilles et al., 1992; Proffett, 2003)。不过,如能查明矿床形成时所捕 获的流体包裹体的真实捕获压力,也可精确估算出 矿床形成时的深度(如 Hedenquist et al., 1998b; Ulrich et al., 2002; Rusk et al., 2008; Proffett, 2009)。前已述及,驱龙矿床脉状岩枝及早期 A 脉 中 VL 相包裹体,尽管多呈气相均一,但也可呈液 相、临界及假临界均一,表明其形成于近临界条件, 因此,可近似估计形成时的压力(Cline et al., 1994)。由前文的压力估算结果可知,矿床脉状岩 枝、A 脉及 B 脉形成时对应的古深度应在 4.2±0.6 ~3.6±0.8 km 之间,而所测试的样品目前的埋深 多在 600 m 以上,表明矿床形成后至今,矿区至少 发生了 3~3.5 km 的剥蚀。如果这些剥蚀量主要 因区内隆升所致,这似乎与最新的研究结果不一致: Spicer 等(2003)通过对南木林盆地中叶化石的形成 条件调查,发现 15 Ma 左右青藏高原南部已隆升到 最高的高度,此后区内没有发生明显的隆升。不过, 本次对驱龙铜矿的研究,以及冈底斯斑岩铜矿带其 他斑岩矿床(如厅宫,杨志明等,2005b)围岩蚀变在 水平方向上呈明显同心环状分布的特征均表明,矿 床形成后发生了大量的剥蚀,或许这种剥蚀与区域 隆升关系不大。

5.5 与经典斑岩铜矿床的对比

40年前,Lowell 等(1970) 通过对美国亚利桑那 州 San Manuel-Kalamaz 矿床的精细解剖而建立的同 心环状蚀变与矿化分带的斑岩铜矿模型,有效地指导 了世界各地斑岩铜矿床的勘查,已成为难以逾越的经 典。该模型及随后的大量研究表明(Roedder, 1971; Gustafson et al., 1975; Burnham, 1979, 1997; Hedenquist et al., 1998a; Seedorf et al., 2005),斑岩 铜矿的形成与高温、高盐度的岩浆热液密切相关,它 不仅引起了矿床早期的钾硅酸盐化,还提供了形成矿 床所必需的金属及 S。这种高盐度的流体通常被解 释为直接从岩浆房出溶的超临界流体在压力降低后, 发生相分离而形成的产物(Hedenquist et al., 1994; Bodnar, 1995), 不过, 有时也可直接从岩浆房出溶 (Cline et al., 1994)。尽管绝大多数学者已接受高盐 度流体多由超临界流体分离而成的事实,然而,这种 超临界流体本身能否形成斑岩矿床?如能成矿,与高 盐度流体形成的斑岩矿床又有何差别? 诸如此类的 问题,尚未引起足够的重视。成矿与近临界流体有关 的驱龙矿床,无疑对回答上述问题提供了机遇。与高 盐度流体形成的典型斑岩矿床相比(如智利的 El Salvador; Gustafson et al., 1975), 驱龙矿床的蚀变及 矿化特征略有不同,表现为:①钾硅酸盐化范围大、但 蚀变强度弱;②Cu矿化主要呈浸染状至微细脉状;③ 矿化主要为低 Fe/(Fe+Cu)、高 S/(Fe+Cu)的黄铜 矿+黄铁矿组合,很少见到磁铁矿、斑铜矿;④矿床具 有相对较低的金属品位(Cu:约0.45%);⑤含矿斑岩 体与Cu、Mo矿体空间上关系并不密切(杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009).

造成蚀变与矿化上述差别的原因显然与成矿流体性质有关,对此,Proffett (2009)给出了一个较好的解释:①无论是形成于超临界流体的相分离,还是

直接从岩浆房出溶,高盐度流体因具有较高的 Cl 含 量,易形成 Cl 络合物的 Fe、Cu 等组分在高盐度流 体形成时会优先向此种流体分配,而 H₂ S、SO₂ 及 HCl 等气体,则优先向气相分配(如气相存在),从 而使得高盐度流体具有相对较高的 Fe/S 值。高盐 度流体高 Fe/S 的性质,使得与之有关的斑岩矿床 早期多出现磁铁矿、斑铜矿等高 Fe/(Fe+Cu)、低 S/(Fe+Cu)的矿化组合。同时,因与岩浆具有相对 较小的密度差,高盐度流体常可在斑岩体顶部积聚 并集中释放,进而使得矿化与斑岩体具有紧密的时 空关系,并可导致相对强烈的钾硅酸盐化。②而未 发生相分离的超临界流体,Cu、Fe、S均含在其中, 显然与高盐度流体相比,该流体中的 Fe/S 值要低, 从而导致矿化主要为低 Fe/(Fe+Cu)、高 S/(Fe+ Cu)的黄铜矿+黄铁矿组合。同时,因与岩浆具有 较大的密度差,低密度的超临界流体很难在斑岩体 顶部积聚而集中释放,进而使得矿化与斑岩体的时 空关系并不十分密切;由于超临界流体具有较低的 密度,因而易于四处逃散,这可解释与之有关的斑岩 矿床常发育范围大、但蚀变强度弱的钾硅酸盐化,以 及矿化呈浸染状-微细脉状、品位相对较低的原因。 总之,不同性质流体所形成的斑岩铜矿的蚀变及矿 化特征具有明显的差异,而流体性质的不同又源于 斑岩体侵位的深度,亦即不同的蚀变及矿化特征又 间接反映了矿床的形成深度,了解这些可为区域斑 岩矿床的勘查提供更多的有用信息。

致谢:野外工作得到了西藏中胜矿业有限公司 及公司地质部的各位专家的支持与无私帮助,为研 究提供了诸多便利,在此表示感谢。

参考文献

- 侯增谦,曲晓明,黄卫,高永丰.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.中国地质,28(10):27~30.
- 侯增谦,莫宣学,高永丰,曲晓明,孟祥金. 2003a. 埃达克岩:斑岩 铜矿的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例. 矿床地 质,21:1~12.
- 侯增谦,曲晓明,王淑贤,高永丰,杜安道,黄卫. 2003b. 西藏冈底 斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄:成矿作用时限与动力学背景 应用. 中国科学(D辑),33:609~618.
- 侯增谦,高永丰,孟祥金,曲晓明,黄卫.2004.西藏冈底斯中新世 斑岩铜矿带:埃达克质斑岩成因与构造控制.岩石学报,20: 239~248.
- 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃 达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束. 矿床地质, 24: 108~121.
- 孟祥金,侯增谦,高永丰,黄卫,曲晓明. 2003. 西藏冈底斯成矿带

驱龙铜矿 Re-Os 年龄及其成矿意义. 地质论评, 49(6): 660~666.

- 孟祥金,侯增谦,李振清. 2005. 西藏冈底斯三处斑岩铜矿床流体 包裹体及成矿作用研究. 矿床地质,24:398~408.
- 孟祥金,侯增谦,李振清. 2006. 西藏驱龙铜矿 S、Pb 同位素组成:对 含矿斑岩与成矿物质来源的指示. 地质学报,80(4):554~ 560.
- 曲晓明,侯增谦,黄卫.2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带:西藏的第二 条玉龙铜矿带?矿床地质,20:355~366.
- 曲晓明,侯增谦,国连杰,徐文艺.2004. 冈底斯铜矿带埃达克质含 矿斑岩的源区组成与地壳混染:Nd、Sr、Pb、O同位素约束.地 质学报,78:814~821.
- 芮宗瑶,曲晓明,侯增谦,张立生,王龙生,刘玉琳. 2003. 冈底斯 斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升. 矿床地质,21:217~225.
- 芮宗瑶,李光明,张立生,王龙生.2004.西藏斑岩铜矿对重大地质 事件的响应.地学前缘,11(1):145~152.
- 杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华.2005a.西藏冈底斯斑岩铜矿带 驱龙铜矿成矿流体特征及其演化.地质与勘探,41:21~26.
- 杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华,王葆华. 2005b. 西藏冈底斯斑 岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究. 矿床地质,24(6):584 ~594.
- 杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华.2006.西藏冈底斯斑岩铜矿带成 矿流体的扫描电镜(能谱)约束——以驱龙和厅宫矿床为例.矿 床地质,25:147~154.
- 杨志明. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床——岩浆作用及矿床成因. 北京:中国地质科学院博士论文.
- 杨志明,侯增谦,宋玉财,李振清,夏代详,潘凤雏. 2008a. 西藏驱龙 超大型斑岩铜矿床:地质、蚀变与矿化. 矿床地质,27:279~ 318.
- 杨志明,侯增谦,夏代祥,宋玉财,李政. 2008b. 西藏驱龙铜矿西部 斑岩与成矿关系的厘定:对矿床未来勘探方向的重要启示. 矿 床地质,27:28~36.
- 杨志明,侯增谦,李振清,宋玉财,谢玉玲. 2008c. 西藏驱龙斑岩铜钼 矿床中 UST 石英的发现:初始岩浆流体的直接记录. 矿床地 质, 27: 188~199.
- 阴家润,蔡华伟,周志广,张翼翼,段翔,谢尧武. 2006. 西藏海相 三叠系一侏罗系界限及晚三叠世生物灭绝事件研究. 地学前 缘,13(4):244~254.
- 翟裕生. 1999. 论成矿系统. 地学前缘,6(1):13~27.
- 郑淑蕙,张知非,倪葆龄,侯发高,沈敏子.1982.西藏地热水的氢 氧稳定同位素研究.北京大学学报(自然科学版),18:99~ 106.
- Becker S P, Fall A, Bodnar R J. 2008. Synthetic fluid inclusions: XVII. PVTX properties of high salinity H₂ O-NaCl solutions (> 30 wt% NaCl): application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 103(3): 539~554.
- Bischoff J L. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H₂O solutions: A PVTX summary from 300℃ to 500℃. Amer. J. Sci., 291: 309~338.
- Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in

central Tibet since at least 13.5 Myr ago. Nature, 412: 628 \sim 632.

- Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid inclusions: XII. the system H₂O-NaCl. experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt% NaCl solution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58: 1053~1053.
- Bodnar R J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23:139~152.
- Bodnar R J, Burnham C W, Sterner S M. 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. determination of phase equilibrium properties in the system H₂ O-NaCl to 1000℃ and 1500 bars. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49(9): 1861~ 1873.
- Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd ed. New York: Wiley, 71~136.
- Burnham C W. 1997. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 3th edition. New York: John Wiley and Sons, 63~123.
- Camus F, Dilles J H. 2001. A special issue devoted to porphyry copper deposits of northern Chile. Econ. Geol., 96: 233~237.
- Candela P A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles and ore metals. Journal of Petrolgoy, 38: 1619~1633.
- Clayton R N, Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 27: 43~52.
- Cline J S, Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 96(B5): 8113~ 8126.
- Cline J S, Bodnar R J. 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit. Economic Geology, 89(8): 1780~1802.
- Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension. Nature, 374: 49~52.
- Copeland P, Harrison T M, Kidd W S F, Xu R H, Zhang Y Q. 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accomodation mechanisms of the India-Asia collision. Earth and Planetary Science Letters, 86(2~4): 240~252.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C, Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating, petrological characteristics and geodynamic significance. Earth Planet. Sci. Lett., 79: 281~302.
- Dilles J H, Einaudi M T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada: a 6-km vertical reconstruction. Economic Geology, 87(8): 1963~2001.
- Driesner T, Heinrich C A. 2007. The system H2 O-NaCl. Part I:

correlation formulae for phase relations in temperature-pressurecomposition space from 0 to 1000°C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 X_{NaCl} . Geochimica et Cosmochimica Acta, 71: 4880~4901.

- Faure K. 2003. ∂D values of fluid inclusions water in quartz and calcite ejecta from active geothermal systems: do values reflect those of original hydrothermal water? Economic Geology, 98: 657~660.
- Faure K, Matsuhisa Y, Metsugi H, Mizota C, Hayashi S. 2002. The Hishikari Au-Ag epithermal deposit, Japan: oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids. Economic Geology, 97: 481~498.
- Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, Wei R H, Meng X J, Zhao R S. 2007. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. Contribution to Mineral Petrology, 153: 105~ 120.
- Graham C M, Sheppard S M F. 1980. Experimental hydrogen isotope studies, II. fractionations in the systems epidote-NaCl-H₂O, epidote-CaCl₂-H₂O and epidote-seawater, and the hydrogen isotope composition of Natural epidotes. Earth and Planetary Science Letters, 49: 237~251.
- Gustafson L B, Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. Economic Geology, 70(5): 857~912.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Yin A. 1992. Raising Tibet. Science, 255: 1663~1670.
- Hedenquist J W, Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal of deposits. Nature, 370: 519 \sim 527.
- Hedenquist J W, Richards J P. 1998a. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits. Techniques in hydrothermal ore deposits geology. Reviews in Economic Geology, 10: 235~256.
- Hedenquist J W, Arribas A, Reynolds T J. 1998b. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. Economic Geology, 93(4): 373~404.
- Heinrich C A. 2005. The physical and chemical evolution of lowsalinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. Mineralium Deposita, 39 (8): 864~889.
- Heithersay P S, Walshe J L. 1995. Endeavour 26 North: A porphyry copper-gold deposit in the Late Ordovician shoshonitic Goonumbla volcanic complex, New South Wales, Australia. Economic Geology, 90: 1506~1532.
- Hemley J J, Hunt J P. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: [], some general geologic applications. Economic Geology, 87(1): 23~ 43.
- Hezarkhani A, Williams-Jones A E, Gammons C H. 1999. Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran. Mineralium Deposita, 34(8): 770~783.

- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004, Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 220:139~155.
- Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, Meng X J, Li Z Q, Beaudoin G, Rui Z Y, Gao Y F. 2009. The Miocene gangdese porphyry Cu belt: Generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen. Ore Geology Review, 36: 25~51.
- Landtwing M R, Pettke T, Halter W E, Heinrich C A, Redmond P B, Einaudi M T, Kunze K. 2005. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic hydrothermal fluids: the Bingham porphyry. Earth and Planetary Science Letters, 235(1 ~2): 229~243.
- Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alterationmineralization zoning in porphyry ore deposits. Economic Geology, 65(4): 373~408.
- Matsuhisa Y, Goldsmith J R, Clayton R N. 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43: 1131~1140.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W, Purtscher F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. J. Petrol., 40: 1399~1424.
- Mitchell A H G. 1973. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones. Nature, 245: 49~52.
- Nagaseki H, Hayashi K. 2008. Experimental study of the behavior of copper and zinc in a boiling hydrothermal system. Geology, 36(1): 27~30.
- Pokrovski G S, Yu Borisova A, Harrichoury J C. 2006. The effect of sulfur on vapor-liquid partitioning of metals in hydrothermal systems: an experimental batch-reactor study. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(18S): 498~498.
- Potter R W, Clynne M A, Brown D L. 1978. Freezing point depression of hydrothermal sediments from the Atlantis [] Deep, Red Sea. Economic Geology, 73: 284~285.
- Proffett J M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina. Economic Geology, 98(8): 1535~1574.
- Proffett J M. 2009. High Cu grades in porphyry Cu deposits and their relationship to emplacement depth of magmatic sources. Geology, 37(8): 675~678.
- Qu X M, Hou Z Q, Khin Zaw, Li Y G. 2007. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan plateau: preliminary geochemical and geochronological results. Ore Geology Review, 31: 205~223.
- Qu X M, Hou Z Q, Li Y G. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau. Lithos, 74: 131~148.
- Redmond P B, Einaudi M T, Inan E E, Landtwing M R, Heinrich C A. 2004. Copper deposition by fluid cooling in intrusion-

centered systems: new insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah. Geology, 32(3): 217~220.

- Roedder E. 1971. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. Economic Geology, 66(1): 98~118.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions, Reviews in Mineralogy, vol. 12. Book Crafters, Inc, Michigan, 1~445.
- Roedder E, Bodnar R J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 8: 263~301.
- Rusk B G, Reed M H, Dilles J H. 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry coppermolybdenum deposit at Butte, Montana. Economic Geology, 103(2): 307~334.
- Seedorf E, Dilles J H, Proffett J M Jr, Einaudi M R, Zurcher L, Stavast W J A, Johnson D A, Barto M D. 2005. Porphyry copper deposits: characteristics and origin of hypogene features. Economic Geology 100th Anniversiry Volume, 251~298.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Econ. Geol. , 67: 184~197.
- Sourirajan S, Kennedy G C. 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. American Journal of Science, 260(2): 115~141.
- Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, Herman A B, Guo S X, Valdes P J, Wolfe J A, Kelley S P. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. Nature, 421: 622 ~624.
- Suzuki T, Epstein S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 40: 1229~1240.
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: isotopic variation of C, H, and S. Reviews in Mineralogy, 16: 185~225.
- Turner S, Hawkesworth G, Liu J, Rogers N, Hawkesworth G J, Harris N, Kelley S, van Calsteren P V, Deng W. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. Nature, 364: 50~54.
- Ulrich T, Gunther D, Heinrich C A. 2002. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. Economic Geology, 97(8): 1889~1920.
- Whitney J A. 1975. Vapor generation on a quartz monzonite magma; a synthetic model with application to porphyry copper deposits. Economic Geology, 70(2): 346~358.
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55(1-4): 229 \sim 272.
- Williams H, Turner S, Kelley S, Harris N. 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension ans it's relationship to postcollisional volcanism. Geology, 29, 339~342.
- Williams-Jones A E, Heinrich C A. 2005. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 100(7): 1287~1312.

Yang Z M, Hou Z Q, White N C, Chang Z S, Li Z Q, Song Y C. 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper molybdenum deposit at Qulong, Tibet. Ore Geology Review, doi:10.1016/j.oregeorev.2009.03.003.

Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-

Tibetan orogen. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 28: 211~ 280.

Zheng Y F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth and Planetary Science Letters, 121: 247~263.

Genesis of Giant Porphyry Cu Deposit at Qulong, Tibet: Constraints from Fluid Inclusions and H-O Isotopes

YANG Zhiming, HOU Zengqian

Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

Porphyry Cu deposits are usually thought to form in magmatic arc settings, although some porphyry deposits also occur in collisional orogen settings, such as Gangdese Porphyry Cu Belt (GPCB) in south Tibet. Genesis of these deposits remain poorly understood. Here we report detailed fluid inclusions and H-O isotopes data on Qulong, the most giant deposit in GPCB. The results indicate: ①Fluid that induced Ksilicate alteration and Cu-Mo mineralization at Qulong, are not dominated by generally-accepted highsalinity brine, whereas they are prevailed by magmatic vapor exsolving from magma chamber with near critical density, moderate salinity ($\sim 9\%$ NaCl) and high temperature ($550 \sim 650$ °C). (2) Early-stage alteration and mineralization in the deposit should occur at a relatively high pressure condition ($105\pm15\sim$ 90 ± 20 MPa) that the vapor-like fluids trapped at that condition were in the one phase field, which correspond to a paleodepths between 4.2 \pm 0.6 km and 3.6 \pm 0.8 km based on lithostatic pressure. So at least $3 \sim 3.5$ km-thick rock formation above the deposit were denudated after formation of the deposit (\sim 16 Ma). ③Greater density contrast between moderate-salinity vapor-like fluids and melt would have led to more continuous separation of the fluid from magma chamber during exsolution, resulting in pervasive but poor K-silicate alteration, large-scale but low-grade Cu-Mo mineralization, and the less direct relationships between individual porphyry intrusions and mineralization at Qulong. (4) Cu (-Mo) precipitation in the deposit are induced by decrease of pressure and reduce of S in the vapor-like fluids, and are not caused by decrease of temperature, which is the generally accepted mechanism for metal precipitation in porphyry Cu system. In summary, Qulong is a kind of porphyry Cu deposit (PCD) formed by low-density vapor-like fluids, and show very different characteristics of alteration and mineralization with the PCDs formed by high-salinity brine.

Key words: fluid inclusions; H-O isotopes; genesis; porphyry copper deposit; Qulong; Gangdese; Tibet