

文章编号 10258-7106 (2009) 05-0515-24

初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型*

杨志明, 侯增谦

(中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘 要 作为金属 Cu 最主要来源的斑岩铜矿床主要产于岛弧及陆缘弧环境。基于大量弧环境斑岩铜矿床研究而建立的经典斑岩铜矿成矿模型, 在后来环太平洋成矿带斑岩型矿床的勘查中取得了重大突破, 成为科学理论指导矿床勘查的典范。然而, 近年来国内矿床学家发现, 除经典成矿模型所记录的岛弧及陆缘弧环境外, 斑岩铜矿还可产于碰撞造山带内, 甚至产在陆内环境中。显然, 这些斑岩铜矿的成因无法用经典的斑岩铜矿成矿模型解释。文章从弧环境斑岩铜矿成矿模型的综述入手, 通过对青藏高原斑岩铜矿床的成矿环境及构造控制、含矿斑岩起源、矿床基本特征、成矿物质来源、金属富集机制以及成矿流体来源及演化等已有研究成果的综合分析, 初步提出了碰撞造山环境斑岩铜矿的成矿模型。该模型强调 ① 碰撞造山环境斑岩铜矿含矿斑岩为强烈挤压构造背景下形成的埃达克岩, 岩浆起源于加厚的新生下地壳, 板块断离或岩石圈拆沉诱发的软流圈物质上涌, 以及斜向碰撞导致的挤压-伸展的构造机制转换通常是引发岩浆源区发生部分熔融的外部条件; ② 成矿金属的深部富集是因岩浆高氧逸度所致, 高氧逸度条件下, S 主要以硫酸盐的形式溶解于岩浆之中, 从而导致通常优先向硫化物分配的 Cu、Au 等开始作为不相容元素向硅酸盐熔浆中富集; ③ 含矿斑岩的侵位既可受到因斜向碰撞诱发的大型走滑断裂系统的控制, 也可受到岩石圈拆沉诱发的大型张性断层的控制, 而含矿斑岩的就位则受矿区尺度的构造控制, 多组构造的交汇部位或大型背斜的核部常是斑岩铜矿产出的重要位置; ④ 大型矿床, 特别是超大型矿床下部通常存在岩浆房, 岩浆房的流体出溶是引发矿床大规模蚀变与矿化的根源, 成矿金属与 S 均来自岩浆, 与含矿斑岩可能具有相同的源区; ⑤ 矿床整体上具有与弧环境类似的蚀变分带规律, 从内向外依次为钾硅酸盐化、石英-绢云母-粘土化及青磐岩化; 不过, 因碰撞造山带环境含矿斑岩相对富 K, 从而导致岩浆房或浅侵的岩株/岩枝中出溶的岩浆热液常具有比弧环境斑岩铜矿床更高的 K^+/H^+ 比值, 从而诱发钾硅酸盐化蚀变的强烈发育, 因钾硅酸盐化蚀变持续时间较长, 铜钼矿化主要产于该蚀变阶段, 特别是以黑云母大量发育为特征的晚期钾硅酸盐化阶段; ⑥ 成矿物质沉淀可能因成矿过程中温度、压力、盐度、氧逸度、pH 值等因素的变化所致, 而这些因素的变化又直接或间接与高原的快速隆升与剥蚀有关。

关键词 地质学 斑岩铜矿 成矿模型 碰撞造山带 青藏高原

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Porphyry Cu deposits in collisional orogen setting: A preliminary genetic model

YANG ZhiMing and HOU ZengQian

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

Abstract

Porphyry Cu deposits (PCDs), as the primary source of copper, are usually thought to be formed in a magmatic arc setting. They can also occur in collisional orogen or intraplate settings. The classic PCDs model, proposed by Lowell and Guilbert (1970), has been widely accepted by economic geologists because of its practical value in the exploration of PCDs in the arc setting, especially in the Circum-Pacific Belt. However, Lowell and Guilbert's model fails to give a reasonable explanation of the PCDs in the collisional

* 本文得到国家基础研究规划 973 项目 (2009CB421004-1) 和国家自然科学基金重点基金 (40730419) 的联合资助

第一作者简介 杨志明, 男, 1978 年生, 博士, 助理研究员, 主要从事矿床学研究。Email: zm.yang@hotmail.com

通讯作者: 侯增谦, 男, 1961 年生, 博士, 研究员, 主要从事矿床学研究。houzengqian@126.com

收稿日期 2009-05-11; 改回日期 2009-07-28。张绮玲编辑。

orogen setting. The authors therefore give a detailed description of geological setting, tectonic control, magma source, general characteristics of the ore deposit, source and enrichment mechanism of metals, fluid source and evolutionary path of PCDs in the Qinghai-Tibetan collisional orogen setting, and propose a preliminary genetic model. Several points are emphasized in this model: ① Mineralization-related porphyry intrusions in the collisional orogen setting are geochemically adakitic rocks, which originate from the newly-formed lower crust and are triggered by the upwelling of asthenosphere and/or the transition of structure mechanism from extrusion to extension. ② The enrichment of Cu and other metals in the adakitic magmas results from the relatively high oxidation state of the source, in which the bulk of the sulfur is dissolved in the sulfate form, with the result that sulfide-compatible elements such as Cu and Au can also behave as incompatible elements and will be retained in the evolving magmas. ③ The ascent of the adakitic magmas is usually constrained by large-sized strike-slip fault systems triggered by oblique collision or by large-sized normal faults induced by lithosphere removal, whereas the emplacement of the adakitic magmas is generally controlled by mine-scale structures. ④ The magma chamber usually exists below large-sized and, especially, giant deposits. In these deposits, Cu, S and magmatic fluids, which are essential for the formation of porphyry Cu deposits, generally originate directly from the magma chamber. ⑤ The deposits reinforce most of the generalized characteristics of porphyry Cu deposits in continental arc settings, except for the fact that they show relatively strong K-silicate alteration due to high K^+/H^+ value in the high-K adakitic magma dominated ore-forming fluid. ⑥ Sulfide precipitation mainly occurs during K-silicate alteration, usually in response to the change of temperature, pressure, salinity, $f(O_2)$, and pH value, especially to the change of temperature and pressure.

Key words: geology, porphyry copper deposit, genetic model, collisional orogenic belt, Qinghai-Tibetan plateau

作为金属 Cu 的最主要来源, Mo、Au 等金属的重要来源, 斑岩铜矿床在过去的百年中为世界提供了超过 50% 的金属 Cu, 因此, 斑岩铜矿一直吸引着工业界及科学界。最早对斑岩铜矿的研究, 可追溯到上世纪初期, Ransome (1904) 基于对美国亚利桑那州 Bisbee “浸染状铜矿” 的详细野外观察, 提出了浸染状铜矿化与斑岩体成因相关的学术思想, 拉开了斑岩铜矿研究的序幕。1918 年, Emmons 正式把这种常与斑岩体有关的 “浸染状铜矿” 定名为斑岩铜矿 (Emmons, 1918)。随后的半个多世纪, 人们基于地质观察, 建立了斑岩铜矿的成矿模型, 并在环太平洋带斑岩型矿床的勘查中实现了重大突破, 成为科学理论指导矿床勘查的典范 (Hedenquist et al., 1998a; Seedorf et al., 2005)。经历了实践检验的斑岩铜矿成矿模型被世界各国矿床学家及勘探学家广泛接受。然而, 近年来中国矿床学家研究发现, 斑岩铜矿不仅可产于成矿模型所记录的岛弧及陆缘弧环境中, 还可以产于碰撞造山带中 (如在青藏高原; 芮宗瑶等, 1984; 侯增谦等, 2001; 曲晓明等, 2001; Hou et al., 2003), 甚至形成在陆内环境中 (如在德兴; 朱训等, 1983)。产于碰撞造山带及陆内环境的斑岩铜矿不能用西方学者基于板块构造理论建立的经典斑岩铜矿成矿模型来解释, 因此, 经典的斑岩铜矿成矿模型 (Lowell et al., 1970) 遇到了挑战。

实际上, 对碰撞造山带内斑岩铜矿的研究, 可追溯到 1974 年, Hollister 等 (1974) 通过对美国阿巴拉契亚这一古老造山带内斑岩铜矿的研究, 提出了石英-二长岩型斑岩铜矿蚀变-矿化模型, 拓展了经典的斑岩铜矿成矿模型 (Lowell et al., 1970)。然而, 由于该造山带斑岩铜矿规模小、剥蚀深、形成时代早, 成矿地质背景因缺少精确放射性年代学的限定而含糊不清, 因此它并没引起太多的关注。青藏高原, 这一形成时代新、保存条件好、研究程度高的碰撞造山带, 无疑为斑岩铜矿

成矿等理论创新提供了天然实验室。对青藏高原上的斑岩铜矿研究, 可追溯到上世纪 80 年代, 中国学者通过对玉龙铜矿带的研究, 初步建立了矿床成矿模型 (芮宗瑶等, 1984; 冯文, 1990; 唐仁鲤等, 1995), 但其独特的成矿构造背景并没有引起太多的关注。近年来, 随着冈底斯斑岩铜矿带的找矿突破, 特别是自侯增谦等 (2001)、曲晓明等 (2001) 首次明确提出该带, 并指出该带具有第二个 “玉龙斑岩铜矿带” 的潜力以来, 科学界对斑岩铜矿的成矿地质背景给予了广泛关注。他们发现, 尽管这些斑岩铜矿床与弧环境产出者具有类似的蚀变、矿化特征, 但在岩浆起源、流体来源、金属来源等方面存在较大的差异, 用经典的斑岩铜矿模型难以解释 (Hou et al., 2009)。同时, 许多学者开始重新关注玉龙铜矿带, 发现其成矿特征与冈底斯斑岩铜矿带有许多相同之处, 也不能用传统斑岩铜矿成矿模式解释 (Hou et al., 2003, 2007; Liang et al., 2006; Jiang et al., 2006)。因此, 修正经典斑岩铜矿成矿模型势在必行。本文拟通过对青藏高原斑岩铜矿已有研究成果的深入分析, 试图给出一个初步的碰撞造山型斑岩铜矿成矿模型。显然, 新模型的建立离不开对经典模型的深刻理解, 因此, 本文在提出碰撞造山带型斑岩铜矿成矿模型之前, 用少量篇幅对经典的斑岩铜矿成矿模型作简要综述。

1 弧环境斑岩铜矿成矿模型

1.1 分布及动力学背景

矿床分布 据统计, 在世界范围内, 97% 的大型-巨型斑岩铜矿产于岩浆弧环境 (Kerrick et al., 2000)。岛弧环境的经典成矿省主要分布于太平洋西岸, 如印度尼西亚和菲律宾岛弧 (Hedenquist et al., 1998b; Cooke et al., 2005) 而陆缘弧环境的经典成矿省则主要分布于太平洋的东岸, 如美国西南

部的亚利桑那成矿省、墨西哥北部成矿省、智利北部成矿省和智利中部成矿省等(Cooke et al., 2005; Singer et al., 2005)。

动力学背景 绝大多数斑岩铜矿沿岛弧或陆缘弧分布的规律,促使人们建立了经典的、斑岩铜矿起源的板块构造模型(Sillitoe, 1972)。接着人们又发现,大型、超大型斑岩铜矿常成群出现,表明产出斑岩铜矿的弧环境具有特殊的动力学背景和(或)地壳结构。Sillitoe (1998) 首先意识到汇聚板块边缘的挤压构造背景对形成斑岩铜矿床的重要作用,并识别出挤压环境有利于斑岩型矿床形成的一些关键因素,如 挤压环境可有效地阻止岩浆直接穿过上地壳形成火山岩,从而形成比伸展环境更大的浅部岩浆房 挤压环境的浅部岩浆房很难喷发,从而促进了岩浆房的结晶分异,进而导致了挥发分的饱和以及大规模岩浆热液的形成 挤压环境下很难发育陡立的张性断裂,从而有效地限制了在岩浆房顶部形成岩株(枝)的数量,有利于岩浆热液的聚集(Masterman et al., 2005)。最近,Cooke 等 (2005) 通过对世界主要斑岩铜矿带成矿背景的综合研究,发现大洋板片的低角度俯冲非常有利于挤压背景的形成。不过,尽管挤压背景为斑岩型矿床的形成提供了非常有利的构造条件,但长期持续的挤压背景却不利于斑岩型矿床的形成。已有的研究表明,斑岩矿床常形成于构造机制转换阶段(Solomon, 1990; Sillitoe, 1997; Kerrich et al., 2000; Richards, 2003; Cooke et al., 2005),如由挤压向伸展转换阶段(Richards, 2003),俯冲角度变化过程中(James et al., 1999),非常有利于斑岩型矿床的形成。

1.2 岩浆性质及起源

岩浆性质 与 Cu 矿化有关的斑岩主要为中酸性的钙碱性岩浆,其岩性变化于石英闪长岩-花岗岩之间(图 1; Misra, 2000)。其中,陆缘弧环境的含矿斑岩主要为钙碱性系列,少量为高钾钙碱性系列,岩性以花岗闪长岩和石英二长岩为主(Singer et al., 2005) 而岛弧环境的含矿斑岩通常为典型钙碱性系列,岩性以石英闪长岩为主,少数为花岗闪长岩、石英二长岩(Misra, 2000)。除中酸性的钙碱性岩浆外,一些富金的斑岩铜矿床,其形成还常与碱性岩有关,如正长岩等。

岩浆起源 因含矿斑岩常与俯冲带具有密切的时空关系,过去,钙碱性岩浆常被认为是俯冲的大洋板片直接熔融的产物(如 Sillitoe, 1972; Burnham, 1979),最近的研究表明,除少数具有埃达克质亲和性的钙碱性岩浆为年轻大洋板片直接熔融的产物外(Defant et al., 1990; Sajona et al., 1993; Peacock et al., 1994; Martin, 1999; Yogodzinski et al., 2001),绝大多数的钙碱性岩浆都是板片释放流体交代楔形地幔部分熔融的产物(图 2)。尽管有人认为弧环境下的这些中酸性(主要为安山质)钙碱性岩浆可以由似 MORB 组分的玄武质楔形地幔直接熔融产生(Ringwood, 1977; Grove et al., 1986),但绝大多数研究者相信,要形成这些中酸性的钙碱性岩浆,楔形地幔部分熔融产生的玄武质岩浆需要在地壳下部经历 MASH 过程(MASH, 熔融、同化、存储、均一; Hildreth et al., 1988)。

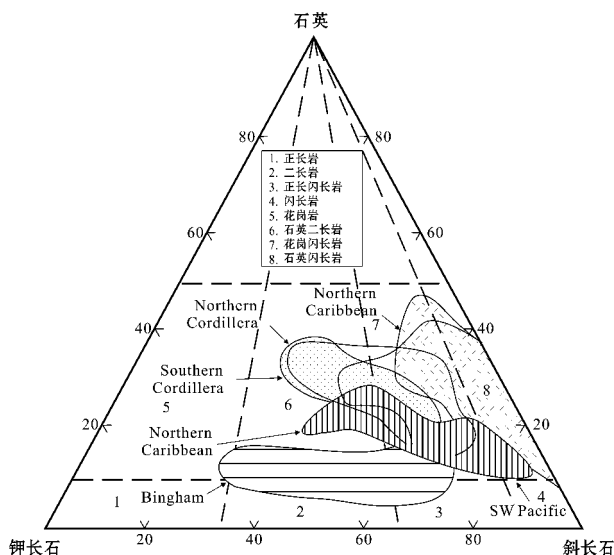


图 1 世界典型斑岩成矿省的含矿斑岩主要岩石类型
(据 Misra, 2000)

Fig. 1 Main rock types of mineralization-related porphyries in the typical porphyry metallogenic provinces of the world
(after Misra, 2000)

1.3 金属富集及岩浆侵位过程

金属富集机制 在岩浆弧环境,通常的钙碱性岩浆之所以具有成矿的潜力,大洋板片的脱水无疑是最为关键的过程,该过程不仅把大量的水、硫、卤素、金属,以及亲流体的大离子亲石元素(LILE)输送到地幔楔(Tatsumi et al., 1986; Davidson, 1996; de Hoog et al., 2001),同时还因 H_2O 的大量加入,使得楔形地幔熔融产生的岩浆常具有较高的氧逸度(Richards, 2003)。高氧逸度条件下,S 则主要以硫酸盐的形式溶解于岩浆之中(盐度约 1.5%, Jugo et al., 2001),从而导致通常优先向硫化物分配的 Cu、Au 等开始作为不相容元素向硅酸盐熔浆中富集(Hamlyn et al., 1985; Bornhorst et al., 1986; Richards et al., 1991; Richards, 1995),这就是正常钙碱性的弧岩浆常含有较高的亲铜元素(如 Cu、Au 等)的原因。

岩浆的上升与侵位 通过 MASH 过程,由楔形地幔部分熔融产生的玄武质岩浆将会发生不断的演化,当演化的岩浆具有比下地壳物质更小的密度时(如安山质岩浆),则会在浮力作用下穿过地壳而上侵。针对岩浆在地壳中运移方式的争议持续了近两个世纪,并一直延续至今,不过今天多数研究者认为,在热的韧性下地壳范围内,岩浆多以底辟方式侵位,而在相对较冷的中上地壳,岩浆则常以裂隙控制的岩墙扩展方式上升为主(Richards, 2003; 2005)。岩浆浮力本身足以促使岩墙侵位,先存的地壳尺度的断裂系统常可为岩浆上升提供更为有利的路径。所以,含矿斑岩常沿大规模的裂隙/断裂带或线理带发育,特别是在走滑断裂系统产状变化部位(Richards et al., 2001)。

1.4 流体出溶及金属分配

岩浆房的形成 因通过 MASH 过程产生的安山质-英安

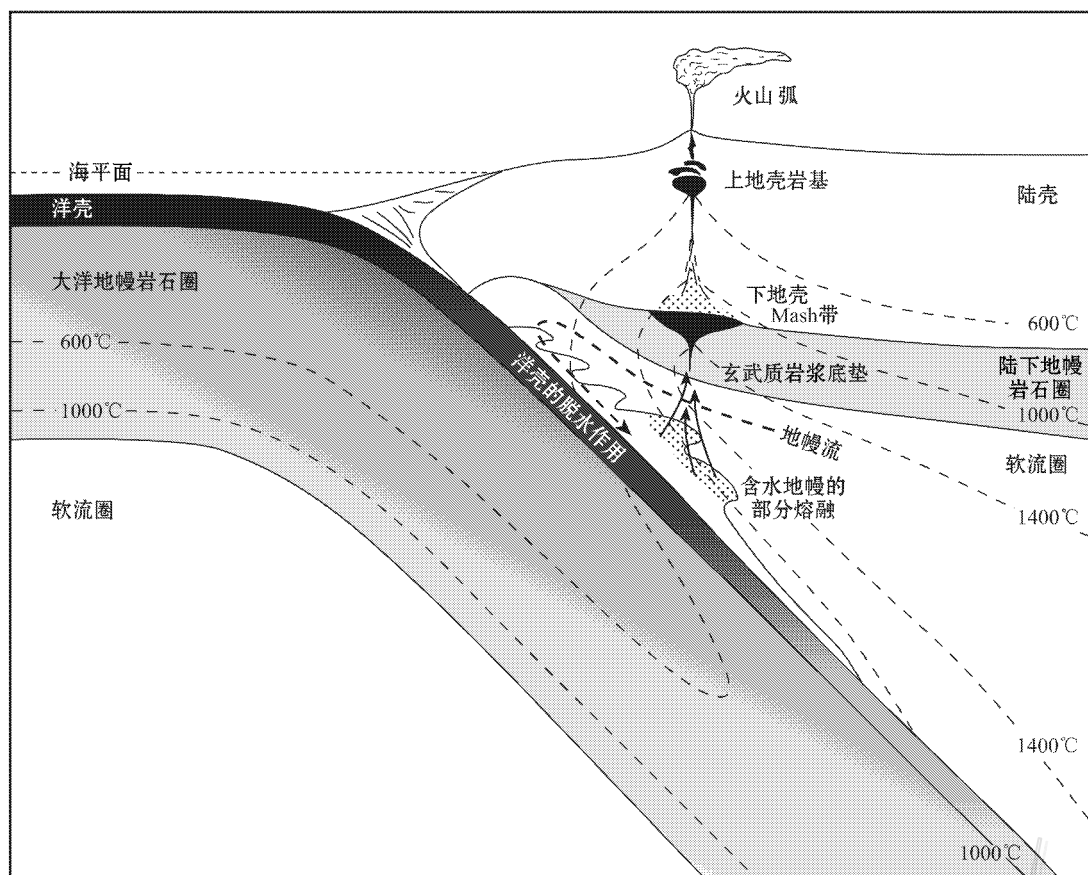


图2 俯冲带及陆缘弧环境下含矿斑岩形成的深部过程(Richards,2003;2005)

Fig. 2 Deep process during the formation of PCDs in magmatic arc settings (Richards,2003;2005)

质岩浆的密度通常介于上地壳结晶基底及其上盖层岩石的密度之间,岩浆上升到此位置后很难再通过浮力作用继续上侵,常堆积成池,形成岩浆房(图3;5~8 km,Dilles,1987;Richards,2003)。如深部岩浆供应充足,则岩浆房会一直保持熔融,并不断以岩株、岩枝形态向外扩展。演化后期的富挥发分、低密度岩浆常浅成侵位,形成次火山岩(图3;Damon,1986;Richards,2003)。

流体出溶 浅成侵位的长英质岩株或岩枝将会因上覆压力减小而达到流体饱和,同时,深部的安山质-英安质岩浆房也会因为这些岩株或岩枝上侵加速冷凝结晶,两者都会导致岩浆流体的出溶。要想形成一个具有经济意义的矿床,必须要求大量的流体出溶,且出溶的这些流体在尽可能小范围的围岩中流动、反应,以增加矿化的强度(Richards,2005)。流体开始从岩浆中出溶时常以较小的气泡形式出现(Candela,1991;1997),尽管这些气泡的密度远小于岩浆,但因此时岩浆较粘,以及结晶相的存在,气泡很难逃逸(Cloos,2001)。实际上,这些富流体的岩浆常对流上升至岩浆房或岩株顶部(Shinohara et al.,1995);因岩浆的上升,必然导致压力的相应降低,这些小的气泡则不断的扩大,并最终连在一起,形成流体的外壳(Whitney,1975;Burnham,1979;Harris

et al.,2004)。去气后的高密度岩浆将会下沉,留下空间以便新鲜的、富流体的低密度岩浆再次注入,进而向外壳继续释放新的流体和热,如此循环,直至岩浆完全固结(Burnham,1979;1997;Shinohara et al.,1995;1997)。如果深部的岩浆供应不足,富流体的顶盖将会不断的下移(Burnham,1979)。深部岩浆房流体的大量出溶,很好的解释了浅成侵位的岩株(或岩枝)因体积小无法提供足够的流体和硫的问题,常被认为是形成超大型斑岩型矿床必不可少的条件。同时,大量流体出溶可有效的抽取深部钙碱性岩浆房中的金属组分(如Cu、Mo、Au等),也很好的解释了浅成侵位的岩株(或岩枝)因体积过小而无法提供足够金属的问题(Cloos,2001)。

金属的分配 已有的研究表明,从岩浆中初始出溶的流体性质与封闭压力(即岩浆侵位的深度)密切相关(Cline et al.,1991),流体的盐度随压力的增加而增大(Kilinc et al.,1972),而Cu的溶解度又随着流体盐度的增加而显著增大(Candela et al.,1984)。因此,较高的压力条件(通常压力 $\geq 10^8$ Pa,即深度 ≥ 4 km;Cline et al.,1991;Cline,1995)非常有利于流体出溶时Cu向流体中富集。实验研究及地质观察表明,从深部岩浆房(温度约700°C,压力 $\geq 1.2 \times 10^8$ Pa)出溶的流体通常是盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$)为10%左右的超临界流体

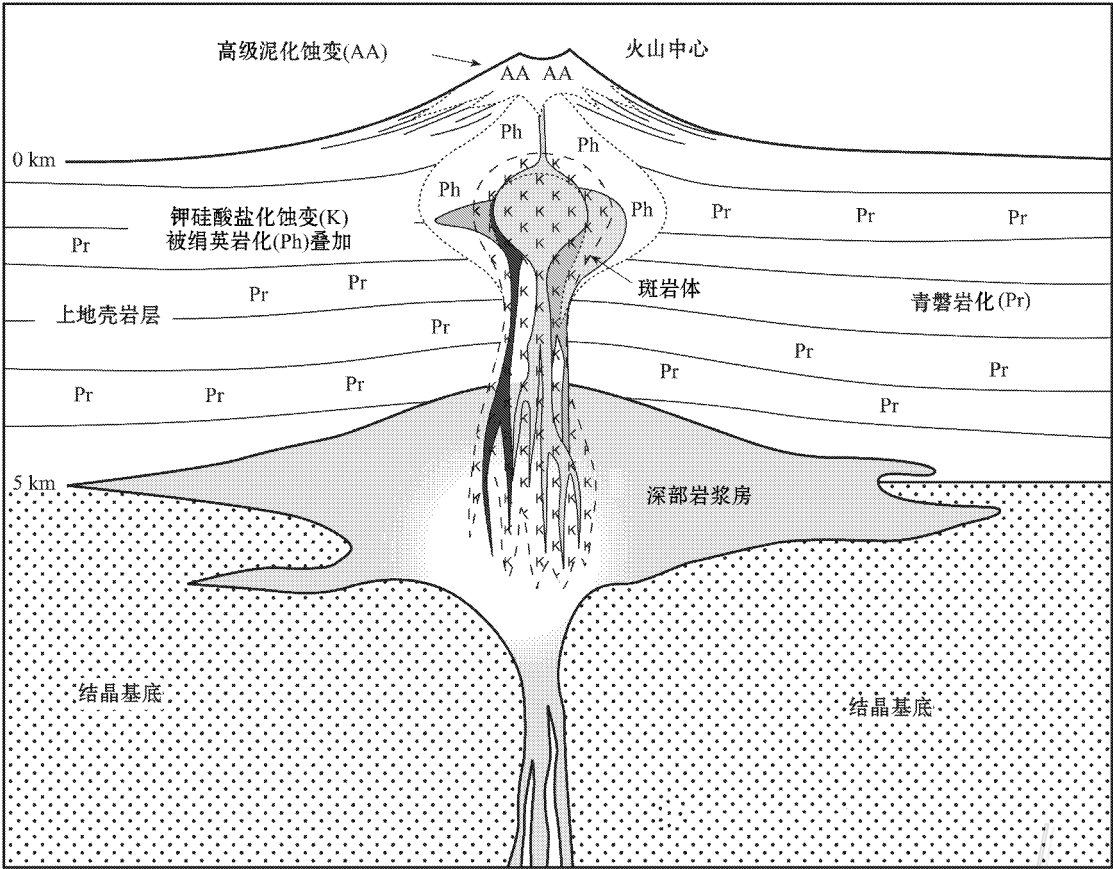


图 3 弧环境斑岩型矿床火山-岩浆系统的典型剖面(Richards, 2003)

Fig. 3 Schematic cross section through a porphyry Cu-forming volcano-plutonic system in magmatic arc settings (Richards,2003)

(Sorirajan et al., 1962; Pitzer et al., 1986; Cline et al., 1991; Cline, 1995; Richards, 2005)。随着上升减压,超临界流体常常发生相分离,形成高盐度富液相及低盐度富气相流体(Hedenquist et al., 1994),且后者因压力降低会快速稀释(Henley et al., 1978)。通常认为,相分离后形成的高盐度液相是金属 Cu、Mo 等搬运的主要载体(Cline et al., 1991; Cline, 1995),不过,越来越多的证据表明,高压下低密度气相对金属的搬运作用不可忽视(Lowenstern et al., 1991; Heinrich et al., 1998b; Ulrich et al., 1999; Williams-Jones et al., 2002; Heinrich, 2005),特别是当流体中富 S 时,Cu、Au 等金属明显向低密度气相中富集(Nagaseki et al., 2008; Audétat et al., 2008)。

1.5 热液蚀变与矿化

30 多年前,Lowell 和 Guilbert (1970)、Sillitoe (1973) 等人的杰出研究工作基本建立了弧环境斑岩铜矿床蚀变及矿化特征的一般性框架(图 3、图 4)。30 多年来,尽管许多研究者针对其他斑岩矿床又开展了大量细致的研究工作(如 Eastoe, 1983; Dilles, 1987; Dilles et al., 1992; Hedenquist et al., 1998; Ulrich et al., 2001a 2001b; Proffett, 2003),但对已有

的蚀变矿化模型并没有作太多的改动,只是针对细节做了少许修补(如 Harris et al., 2002)。

热液蚀变 依据矿物组合,常可将斑岩铜矿床蚀变(硅酸盐矿物蚀变)分为 4 种主要类型,即钾硅酸盐化、绢英岩化、泥化及青磐岩化(图 4, Lowell et al., 1970),有时当绢英岩化和泥化空间上难以区分时,常合并称为长石破坏蚀变(Ulrich et al., 2001a)。

钾硅酸盐化常产于斑岩体中心或附近(图 4),以钾长石-黑云母-石英等蚀变矿物组合发育为特征。钾长石和石英既可形成于成岩过程之中,也可作为脉体的充填组分,其中,钾长石亦可为斜长石蚀变而成。次生黑云母常由岩架黑云母、角闪石等矿物蚀变而成,蚀变过程中,常释放少量的铁,形成磁铁矿、黄铁矿和黄铜矿等含铁矿物。青磐岩化常与钾硅酸盐化蚀变呈同心环状分布,但远离斑岩中心产出(图 4),以绿泥石-绿帘石-方解石等蚀变矿物组合发育为特征,硫化物不发育。绢英岩化常叠加在钾硅酸盐蚀变与青磐岩化蚀变之间(图 4),以绢云母-石英-黄铁矿等蚀变矿物组合发育为特征,蚀变过程中,原岩遭受强烈的淋滤,Na、Ca、Mg 等元素被大量带出,有时铝硅酸盐矿物被绢云母、石英等矿物完全替代。先

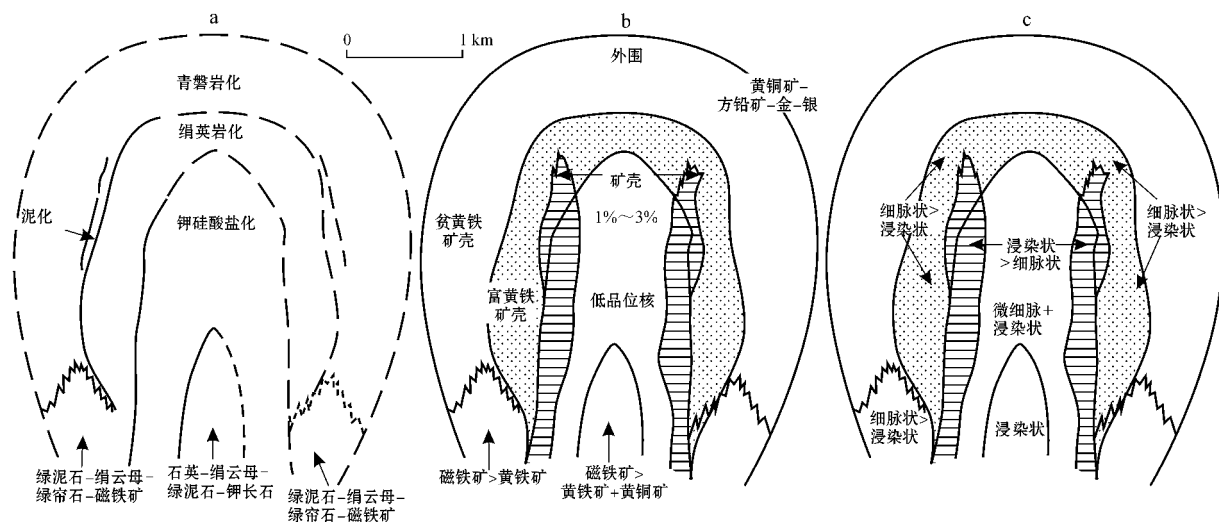


图 4 弧环境下斑岩铜矿床成矿模型 (Lowell et al., 1970), 其中 a、b、c 分别为蚀变、矿化及硫化物分带模式

Fig. 4 Typical porphyry copper deposit model in magmatic arc settings (Lowell et al., 1970). a, b, c indicate schematic drawing of alteration zones, mineralization zones and sulfides zones, respectively

存的铁镁质矿物,在蚀变过程释放大量的铁形成硫化物。泥化常呈补丁状产出,受裂隙控制,依据成因可分为泥化和高级泥化两种类型,前者以粘土类矿物(如高岭石、伊利石)蚀变为特征,黄铁矿是该蚀变阶段的主要硫化物类型;后者以水铝石-红柱石-明矾石蚀变矿物组合发育为特征,硫化物除黄铁矿外,还常伴生有少量的黄铜矿、斑铜矿、硫砷铜矿及砷铜矿等。

钾硅酸盐化通常为最早的蚀变类型,其形成与出溶的高温($>450^{\circ}\text{C}$; Gustafson et al., 1975)岩浆热液有关。青磐岩化同时或略晚于钾硅酸盐化蚀变,其形成通常也与岩浆热液有关,只是同钾硅酸盐蚀变相比,水/岩比要小的多,不过,有时青磐岩化的形成也可因加热的雨水所致 (Proffett, 2003)。绢英岩化通常认为是由低温、高盐度岩浆热液与雨水混合后的流体蚀变导致 (Reynolds et al., 1985; Taylor, 1997),其成因一直争论不休,最近人们发现,绢英岩化也可直接由高温、高盐度的岩浆热液引起 (Harris et al., 2002)。引起泥化蚀变的流体与引起绢英岩化蚀变的流体类似,只是该流体温度更低,混入的雨水更多。不过,特别需要注意的是,引起高级泥化的流体要复杂的多,既可以是由晚期因 SO_2 水解反应加剧而形成的酸性混合流体,也可以由超临界流体相分离后形成的低盐度富气相形成 (如 Hedenquist et al., 1998a; 1998b)。

深成矿化 斑岩中的深成矿化既可产于斑岩体之中,也可产于围岩之中,据 Lowell 等 (1970) 统计,约 70% 矿床主要产于岩体之中。因在较大范围内,金属的含量较为均一,所以,斑岩中的深成矿化常被描述成“浸染状”。实际上,大部分的这些所谓“浸染状”矿化均呈微裂隙控制的网脉状产出 (Misra, 2000),据统计,斑岩型矿床中,超过 90% 的深成矿化呈脉体产出或位于裂隙附近 (Beane et al., 1981)。研究显示,深成矿化与热液蚀变密切相关,不可分割,其中的黄铁矿是斑岩矿床中最为常见的硫化物。含铜矿物主要为黄铜矿,

以及少量的斑铜矿,有时还可见少量的辉铜矿、铜蓝等矿物,不过,它们多是表生作用的产物。铜矿化主要产于钾硅酸盐化带内 (图 4),但含铜硫化物的沉淀略晚于钾硅酸盐化,或形成于钾硅酸盐化蚀变向绢英岩化蚀变转化阶段 (Lowell et al., 1970)。金属的沉淀是成矿物质溶解度降低及 SO_2 发生水解导致 H_2S 活动性增强的结果,而溶解度的降低可因温度、压力、盐度、pH 值、氧逸度等多种因素的改变所致 (Herzarkhani et al., 1999; Redmond et al., 2004; Heinrich, 2005)。

2 碰撞造山环境斑岩铜矿

2.1 成矿环境与构造控制

成矿背景 早在 1984,芮宗瑶等根据冈底斯火山-岩浆弧内出现的少量斑岩铜矿矿化信息,以及该弧位于雅鲁藏布江缝合带上盘的地质事实,推测冈底斯地区具有与安第斯斑岩成矿省类似的构造背景,并预测该区可能成为很有找矿潜力的斑岩铜矿带。马鸿文等 (1990) 通过对玉龙铜矿带详细的研究,提出它在成矿时为岛弧或古岛弧环境,该观点后来遭到多数学者的反对,如吕伯西等 (1993)、张玉泉等 (1998) 认为成矿时区域应处于板内非造山环境。近年来,有关青藏高原演化过程的众多研究进展 (如 Yin et al., 2000; Tapponnier et al., 2001; Chung et al., 2005) 以及针对青藏高原这两个斑岩铜矿带开展的大量岩石地球化学及成岩、成矿年代学研究 (如 Wang et al., 2001; Hou et al., 2003; 2004; 2006; 2009; 侯增谦等, 2003a; 芮宗瑶等, 2003; 2004; 孟祥金等, 2003; Qu et al., 2007), 极大地提高了人们对高原上新世代产出的这些斑岩铜矿构造背景的认识。青藏高原主体自北向南主要

由松潘-甘孜-可可西里地体、羌塘地体和拉萨地体组成,相应地被阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格、金沙江、班公湖-怒江及雅鲁藏布江 4 个缝合带所限制(图 5, Yin et al., 2000)。其中,玉龙斑岩铜矿带及该带南北两侧延续 2 000 余公里的其他新生代斑岩铜矿带,处于金沙江缝合带与班公湖-怒江缝合带之间的羌塘地体内,冈底斯斑岩铜矿带位于班公湖-怒江缝合带与雅鲁藏布江缝合带之间的拉萨地体之中。由于金沙江洋的闭合发生在侏罗纪之前(Tapponnier, 2001),班公湖-怒江洋的闭合发生在晚侏罗世—早白垩世(Kapp et al., 2003)或中白垩世(潘桂堂等,1997 2004),玉龙带及其南北两侧斑岩铜矿带形成时(40~30 Ma, Hou et al., 2003 2006),区内显然已处于后碰撞、甚至陆内环境。雅鲁藏布江缝合带的形成及印-亚大陆初始碰撞时限近年来得到了很好的限制,越来越多的证据表明应在 65 Ma(莫宣学等, 2003 王成善等,2003 Ding et al., 2005),甚至更早(70 Ma, Yin et al., 2000),那么,冈底斯斑岩铜矿带形成时(18~12 Ma, Hou et al., 2004b 2009),距新特提斯洋的闭合已有 50 Ma,区内显然不再是陆缘弧环境,

而处于碰撞后伸展环境(Hou et al., 2004b)。

然而,并不是所有的造山带后碰撞阶段都能够形成斑岩铜矿床,这表明青藏高原之所以能够形成如此之多的斑岩铜矿一定有其特殊的地质背景。总结起来,该造山带容易形成斑岩铜矿的 5 个关键因素可能是:①长时间的挤压构造背景,印-亚大陆的碰撞形成了世界上海拔最高的山脉、最广阔的高原表明,印-亚大陆的碰撞挤压要比其他造山带更强,且挤压背景跨越了高原新生代斑岩铜矿形成的整个过程,并一直持续到现在。前已述及,弧环境中,挤压背景是形成斑岩铜矿的最关键因素,长时间的挤压环境可有效地阻止岩浆直接穿过上地壳喷发,从而可在上地壳深部形成大的岩浆房,并因此促进岩浆的结晶分异和挥发分的过早饱和,可控制岩浆房顶部形成岩株的数量,有利于热液的聚集;同时,挤压背景下常发生快速的抬升与剥蚀,由此产生的减压作用可有效地促进岩浆热液的出溶和运移等。无疑,青藏高原长时间的挤压构造背景,造就了弧环境斑岩铜矿形成的构造条件。②多期的板片流体交代事件,青藏高原的斑岩铜矿多成狭长的带状

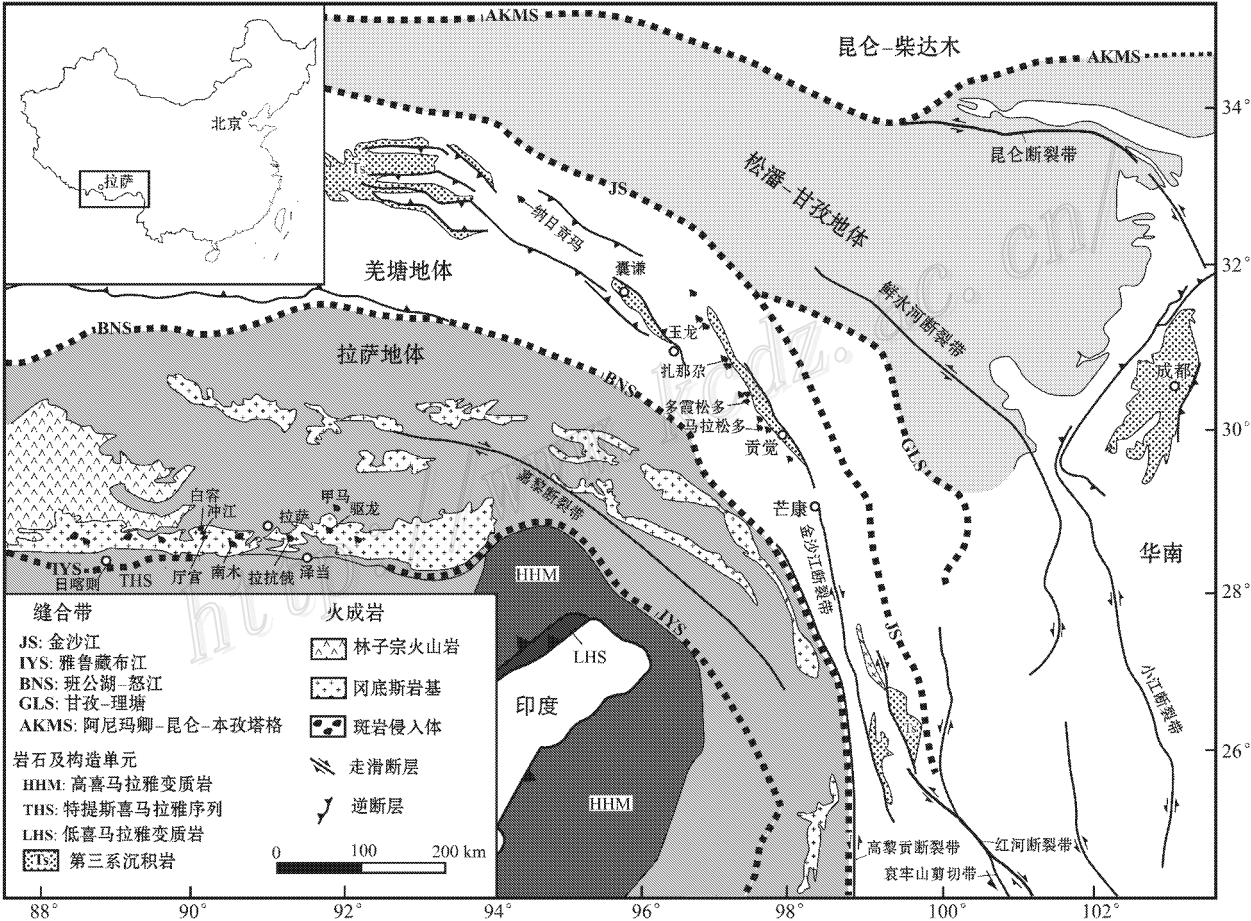


图 5 青藏高原地质背景及其内斑岩铜矿床分布简图(据 Yin et al., 2000 ;Hou et al., 2003 ;2009)

Fig. 5 Simplified geological map of the Qinghai-Tibetan orogen (after Yin et al., 2000 ;Hou et al., 2003 ;2009), showing the location of the main porphyry Cu deposits in the collision zone

紧沿古缝合带分布,表明这些斑岩铜矿的形成与大洋板片的俯冲存在着某种关联,无论含矿斑岩来自新生的下地壳(Hou et al., 2004b; Guo et al., 2007),还是来自俯冲改造的楔形地幔(Hou et al., 2003; Gao et al., 2007),都无法否认其岩浆源区曾被板片释放流体改造过。如玉龙带含矿斑岩的源区曾被金沙江洋板片释放流体交代过(邓万明等, 1998; 张玉泉等, 2000; Hou et al., 2003; Jiang et al., 2006),冈底斯带含矿斑岩的源区曾被新特提斯洋板片释放流体交代过(Hou et al., 2004b; Gao et al., 2007; Guo et al., 2007)。这种交代把大量的 H_2O 、S、卤素、金属以及亲流体的大离子亲石元素(LILE)直接或间接输送到岩浆源区(Tatsumi et al., 1986; Davidson, 1996; de Hoog et al., 2001),使源区熔融产生的岩浆具有含矿性。③斜向的陆-陆碰撞与弧环境类似,印-亚大陆之间的斜向碰撞可产生大量平行或斜交造山带的走滑断裂系统,以及由此引发的各种褶皱、走滑拉分盆地等,它们在深部或浅部控制了含矿斑岩的上侵或就位。④多期次的软流圈上涌:无论是因大规模岩石圈拆沉(Turner et al., 1996),还是因板块断离(Williams et al., 2001; 2004),人们都把青藏高原腹地及东缘深部出现的软流圈上涌,引入含矿斑岩的成因模型中。上涌的软流圈物质或是含矿斑岩源区物质部分熔融的热源(Hou et al., 2004b; Gao et al., 2007; Jiang et al., 2006),或直接提供了热源兼成矿物质(侯增谦等, 2004; 2007)。⑤挤压-伸展构造机制的多次转换:弧环境下的斑岩铜矿床,常形成于俯冲角度变化(James et al., 1999)或大洋板片密度增大后的下拉、回转(Richards, 2003)等事件诱发的挤压构造体系向伸展构造机制转化阶段(Solomon, 1990; Sil-litoe, 1997; Kerrich et al., 2000; Richards, 2003; Cooke et al., 2005)。尽管青藏高原新生代以来的构造背景主体为挤压,但短时间的构造机制转换时有发生,即使在主碰撞阶段(55~50 Ma; 侯增谦等, 2006),青藏高原的2次重要的斑岩铜矿成矿事件均是伴随着区内2次重要的构造机制转化而形成。玉龙铜矿带形成对应区内构造机制从压扭向张扭转化阶段,而冈底斯斑岩铜矿带的形成则对应区内构造机制从挤压向伸展转化阶段,诱发构造机制转换的因素可能有碰撞速率的变化(参考 Chung et al., 2005)、深部动力学过程(如岩石圈拆沉、板片断离; Turner et al., 1996; Williams et al., 2001; 2004)等。判断其他造山带是否能够发育大型斑岩铜矿带,上述5个方面的成矿背景可作参考。

构造控制 弧环境下,因斜向俯冲诱发的平行于弧的大型走滑断裂系统是岛弧或陆缘弧发育的最显著的区域构造单元,同时也是控制含矿斑岩上侵及斑岩铜矿就位的最主要因素(Richards, 2003)。而在碰撞造山带中,情况显得有些复杂,除因斜向碰撞使板块逃逸而诱发的大型走滑系统外(Tapponnier et al., 2001),碰撞造山带(如青藏高原)还常因吸收巨大的挤压应力应变发育大型逆冲系统、褶皱系统(Yin et al., 2000)以及后碰撞阶段由岩石圈拆沉或板块断离诱发的正断层系统(Coleman et al., 1995; Blisniuk et al., 2001),

它们单独或联合从不同深度控制了造山带内斑岩铜矿的分布。如青藏高原东缘,北自纳日贡玛带(杨志明等, 2008b),经玉龙铜矿带,南至云南大理的诸多斑岩铜矿床,其含矿岩浆上侵过程中都受控于斜交碰撞造山带的走滑断层系统(参考 Hou et al., 2003; 侯增谦等, 2004a; Liang et al., 2006)。尽管多数学者认为,发育于18~13 Ma的南北向正断层系统与此前发育的EW向的逆冲推覆系统的交汇部位,是控制冈底斯带含矿斑岩侵位的有利通道(侯增谦等, 2001; 2004a; Hou et al., 2004b; Gao et al., 2007),但冈底斯斑岩铜矿带狭长的空间分布特征表明,SN向正断层与EW向逆冲推覆的交汇部位更可能是冈底斯带含矿斑岩就位的有利部位(Hou et al., 2009),而非斑岩上侵的有利通道,这是因为EW向逆冲推覆系统仅在上地壳浅部(<5 km, 参考 Yin et al., 2000)发育,无法沟通到下地壳。除此之外,大型褶皱系统,特别是背斜核部的虚脱部位,常是大型斑岩铜矿床就位的有利空间,如藏东的玉龙铜矿(芮宗瑶等, 1984)和冈底斯的驱龙铜矿(杨志明等, 2008a)。

2.2 含矿岩浆起源

含矿斑岩的类型及性质 大量的岩石学、岩石地球化学研究表明(芮宗瑶等, 1984; 唐仁鲤等, 1995; 曲晓明等, 2001; 侯增谦等, 2003b, 2004a; Gao et al., 2003; 2007; Hou et al., 2004b, 2009; Qu et al., 2004; 杨志明等, 2008b),尽管因矿化类型不同其含矿斑岩岩性略有差异外,青藏高原与新生代矿化有关的斑岩主要为中酸性岩浆,岩性变化于花岗闪长岩-二长花岗岩-花岗岩(图6A),与陆缘弧环境含矿斑岩较为类似(Misra, 2000)。其中,与Cu-Mo矿化(冈底斯带)有关的斑岩主要为二长花岗斑岩,少数为花岗闪长斑岩、石英二长斑岩及花岗斑岩(曲晓明等, 2001; Hou et al., 2004b),闪长玢岩脉尽管有时可以见到,但多为成矿后斑岩,如驱龙、冲江等矿床(杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009)。与Cu-Mo-Au矿化(玉龙带)有关的斑岩主要为二长花岗斑岩-二长斑岩,如玉龙铜矿床(芮宗瑶等, 1984; 唐仁鲤等, 1995);少量为正长花岗斑岩,如马拉松多(Hou et al., 2003)。而与Cu-Au矿化有关的斑岩则明显与Cu-Mo-Au不同,主要为正长斑岩,如北衙、姚安等。尽管针对斑岩Mo-Cu矿化系统的研究相对较弱,但已有的研究表明,其含矿斑岩主要为花岗质,尽管成矿后闪长玢岩脉在某些矿床可以见到,如纳日贡玛(杨志明等, 2008b)。

地球化学上,除与Cu-Au矿化有关的正长斑岩外,青藏高原新生代其他的含矿斑岩除具有LILE(如Rb、Ba、K)富集、HSFE(如Nb、Ta、Ti)亏损等与典型弧花岗岩类似的地球化学特征外(图7),还具有高Sr、低Y、高La/Yb比值、Eu负异常不明显的特征,显示出埃达克岩的亲石性(侯增谦, 2003b, 2004a; Gao et al., 2003; Hou et al., 2004b; Qu et al., 2004; 杨志明等, 2008b)。相比之下,弧环境的含矿斑岩,除少数为埃达克岩外(Oyarzun et al., 2001),绝大多数为正常的钙碱性岩浆,两者存在明显差异。另外,与弧环境含矿

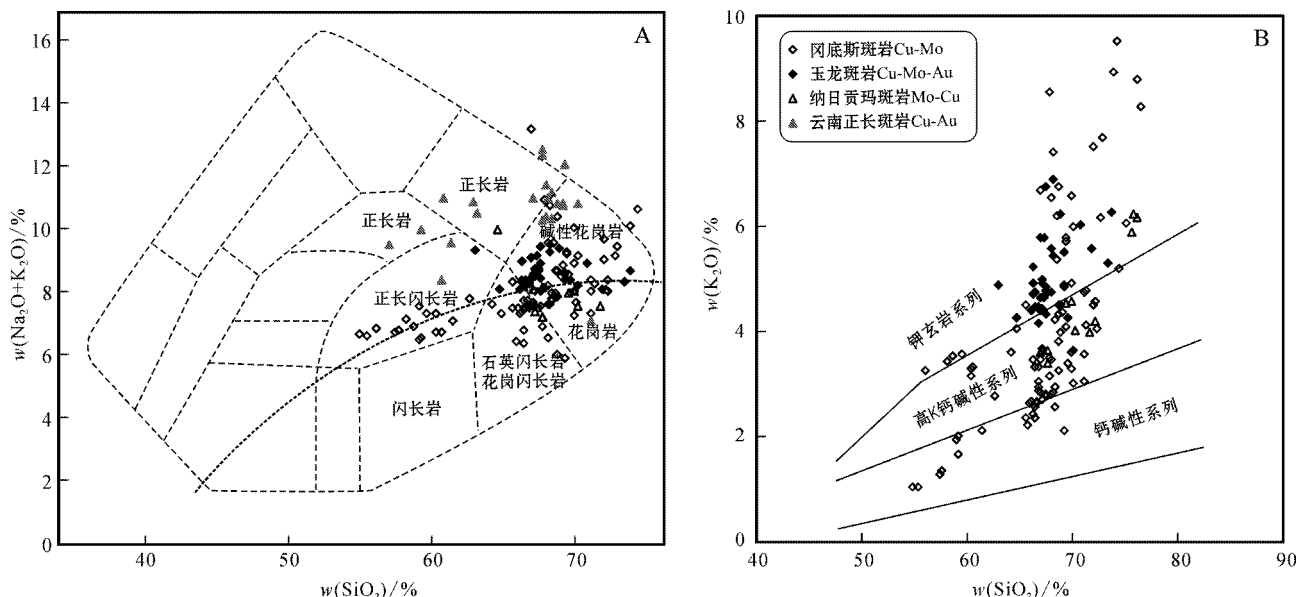


图 6 青藏高原典型斑岩铜矿带含矿斑岩的 $(K_2O + Na_2O)$ - SiO_2 (A) 和 SiO_2 - K_2O 图解 (B) (冈底斯斑岩带数据引自 Hou et al., 2004b, Gao et al., 2007, Guo et al., 2007, 杨志明, 2008d; 玉龙铜矿带数据引自 Hou et al., 2003, 侯增谦等, 2004a, Jiang et al., 2006; 纳日贡玛带数据引自杨志明等, 2008b; 云南带数据引自 Xu et al., 2007, 部分转引自侯增谦等, 2004) Fig. 6 Plots of $(K_2O + Na_2O)$ versus SiO_2 (A) and K_2O versus SiO_2 (B) for mineralization-related porphyries from Qinghai-Tibetan plateau (data of Gangdese belt from Hou et al., 2004b, Gao et al., 2007, Guo et al., 2007, Yang, 2008d; data of Yulong belt from Hou et al., 2003, 2004a; Jiang et al., 2006; data of Narigongma belt from Yang et al., 2008b; data of Beiya deposit from Xu et al., 2007, Hou et al., 2004b)

斑岩以及典型的埃达克岩相比 [$w(K_2O) < 3\%$; 参考 Richards, 2007], 青藏高原上的这些含矿斑岩还相对富 K, 属高钾钙碱性系列-钾玄岩系列 (图 6B, 侯增谦等, 2003b; Hou et al., 2004b)。

岩浆起源 与 Cu-Mo-Au 矿化有关的含矿斑岩的地球化学特征促使人们对青藏高原上的岩浆源区特征作如下限定: 斑岩高 Sr、无 Eu 异常, 暗示源区不含或残留相无斜长石; 岩石 LREE 富集、HREE 亏损, LILE 富集、HSFE 亏损, 表明源区直接或间接经历过板片流体交代, 且残留相为角闪石 + 石榴石 + 辉石组合 (Gao et al., 2003; 侯增谦等, 2003b; Hou et al., 2004b; Qu et al., 2004)。结合岩石高 Sr/Y 比值的特征, 以及岩石中发现的角闪岩、石榴石角闪岩及榴辉岩包体, 多数研究者推测角闪榴辉岩或石榴石角闪岩可能是含矿斑岩的理想源岩 (侯增谦等, 2003b; 2004a; Gao et al., 2003; Qu et al., 2004)。不过, 俯冲的洋壳及加厚下地壳经历相应的变质作用均可形成角闪榴辉岩或石榴石角闪岩 (Defant et al., 1990; Chung et al., 2003; Hou et al., 2004b)。因此, 俯冲洋壳或残留洋壳的部分熔融 (Gao et al., 2003; Qu et al., 2004; 2007), 加厚下地壳 (Chung et al., 2003) 或新生下地壳的部分熔融, 以及板片起源熔体交代的上地幔的部分熔融等模式均被用来解释含矿斑岩的成因。

尽管斑岩侵位时所处的晚碰撞或后碰撞背景可以直接排除某些与之不符的成因模式, 如俯冲洋壳或残留洋壳部分

熔融模式, 不过, 大量的 Sr-Nd-Pb 同位素数据 (邓万明等, 1998a, 1998b; Hou et al., 2004b; Qu et al., 2004; 芮宗瑶等, 2006; Jiang et al., 2006; 杨志明等, 2008b) 为解决上述争议提供了非常有效的约束。含矿斑岩较大的 $\epsilon_{Nd}(t)$ ($5.5 \sim -12$) 及 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ ($0.705 \sim 0.709$) 的变化范围, 以及在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解中呈现出近乎垂直的矩阵, 使其处于亏损地幔与藏北钾质熔岩和藏南超钾质岩的演化曲线上 (图 8a), 显示出二元或多元混合的特征, 但其亏损端员比地幔橄榄岩部分熔融产生的弧岩浆 (林子宗典中组, 图 8a) 要亏损的多, 表明岩浆源区有大量亏损地幔组分的加入, 同时可排除加厚的古老下地壳的部分熔融模型 (Chung et al., 2003) 和板片起源熔体交代的上地幔的部分熔融 (Gao et al., 2007)。据此, Hou 等 (2004b) 及侯增谦等 (2004a) 提出软流圈上涌诱发的新生下地壳的部分熔融可能是青藏高原新生代含矿斑岩的主要形成机制。该模式强调 ① 榴辉岩化的下地壳并非古老的下地壳, 而是碰撞前俯冲阶段楔形地幔部分熔融后底侵到下地壳下部后形成的新生下地壳 (Hou et al., 2004b) 或壳幔过渡带 (邓万明等, 1998a; 1998b); ② 岩石的亏损端员为软流圈物质, 富集端员为钾质或超钾质融浆, 具体的混合比例因地区不同差异较大, 冈底斯带斑岩形成时富集端员组分混入较多, 玉龙及纳日贡玛带相对较低 (图 8b); ③ 钾质、超钾质融浆的混入是这些斑岩相对富 K 的主要原因。与 Cu-Au 矿化有关的正长斑岩, 并不具有埃达克岩的亲性和, 显然不能用上述

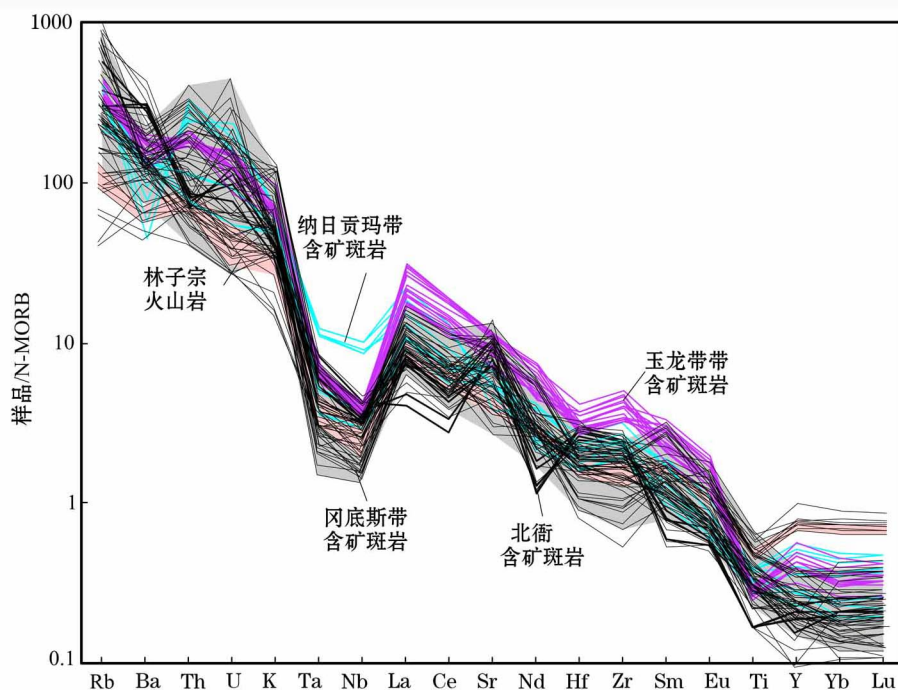


图7 青藏高原典型斑岩铜矿带含矿斑岩微量元素蛛网图

冈底斯斑岩带数据引自 Hou et al., 2004b; Gao et al., 2007; Guo et al., 2007; 杨志明, 2008d; 玉龙铜矿带数据引自 Hou et al., 2003, 侯增谦等, 2004a; Jiang et al., 2006; 纳日贡玛带数据引自杨志明等, 2008b; 云南带数据引自 Xu et al., 2007; 林子宗火山岩引自 Mo et al., 2007, 代表与洋壳俯冲有关的陆缘弧岩浆

Fig. 7 N-MORB-normalized trace element spidergrams for mineralization-related porphyries from Qinghai-Tibetan plateau data of Gangdese belt from Hou et al., 2004b; Gao et al., 2007; Guo et al., 2007; Yang, 2008d; data of Yulong belt from Hou et al., 2003, 2004a; Jiang et al., 2006; data of Narigongma belt from Yang et al., 2008b; data of Beiya deposit from Xu et al., 2007; data of Linziyong volcanic rock from Mo et al., 2007

模式解释其岩浆成因,前人通过区域岩石学、地球化学研究提出的含金云母地幔橄辉岩部分熔融模型(侯增谦等,2004a),可能是目前最适合的解释。

2.3 矿床地质特征

含矿斑岩 青藏高原的这些含矿斑岩常呈不规则状岩株、岩枝产出,目前的勘探程度尚难有效的控制其三维结构。不过,从地表出露的情况来看,青藏高原东缘的含矿斑岩规模较小,如出露面积最大的纳日贡玛仅 0.9 km² (杨志明等, 2008b),其余的多介于 0.13~0.64 km² 之间(Hou et al., 2003)。冈底斯带含矿斑岩,除驱龙、甲马矿区含矿斑岩出露面积较小外(<0.2 km²),其余的多大于 1 km²,如冲江(约 3 km²)、白容(1.6 km²)、厅宫(1.0 km²)等(参考杨志明等, 2008a; Hou et al., 2009)。整体上显示出斑岩体出露面积越大,矿床规模越小的规律,可能暗示了斑岩体出露面积与剥蚀深度具有某种关联。大面积出露的斑岩体,可能已经剥露到斑岩矿化系统的根部带;在斑岩体大面积出露的厅宫、白容矿区,斑岩体中心钾硅酸盐蚀变强烈发育似乎也印证了这一观点。而含矿斑岩出露面积较小的驱龙、甲马矿床,目前出露的仅是斑岩矿化系统的顶部带,深部仍具有较大的找矿潜力。

统计显示,各矿床中岩株或岩体的数量一般较少,即使某些矿床成矿期间存在多次岩浆活动,也多是一个岩浆中心,如驱龙。矿床的储量,从某种程度上来说,与成矿期岩体规模及复杂程度有关,如驱龙超大型矿床,成矿期岩浆包括成矿前出露近 10 km² 的柴木错拉复式岩体、与成矿有关的 P 斑岩及 X 斑岩,以及成矿后的闪长玢岩(杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009)。含矿斑岩就位时的深度目前尚未得到很好限制,依据斑岩的结构及相伴火山岩的发育情况,推测多数斑岩就位深度大于 2 km(Sillitoe, 1973)。这是因为:① 多数斑岩的基质并非典型的隐晶质结构,多为细粒结构;② 很少见到与斑岩相伴而生的火山岩;③ 成矿后区内虽经快速抬升与剥蚀,大量矿床依然得以保存。这要归功于:① 碰撞前的俯冲造就了成矿区内巨厚的弧岩浆发育,如林子宗火山岩厚达 5 km(莫宣学等, 2003);② 主碰撞阶段强烈的挤压导致上地壳的强烈缩短(Yin et al., 2000)。两者均保证了古火山-岩浆弧的结晶基底之上存在巨厚的覆盖层。

围岩类型 从全球范围尺度上看,斑岩铜矿的形成对围岩没有选择性(Misra, 2000),如美国西南部斑岩铜矿带,其围岩从元古代结晶基底、古生代的海相地层,一直变化到中生

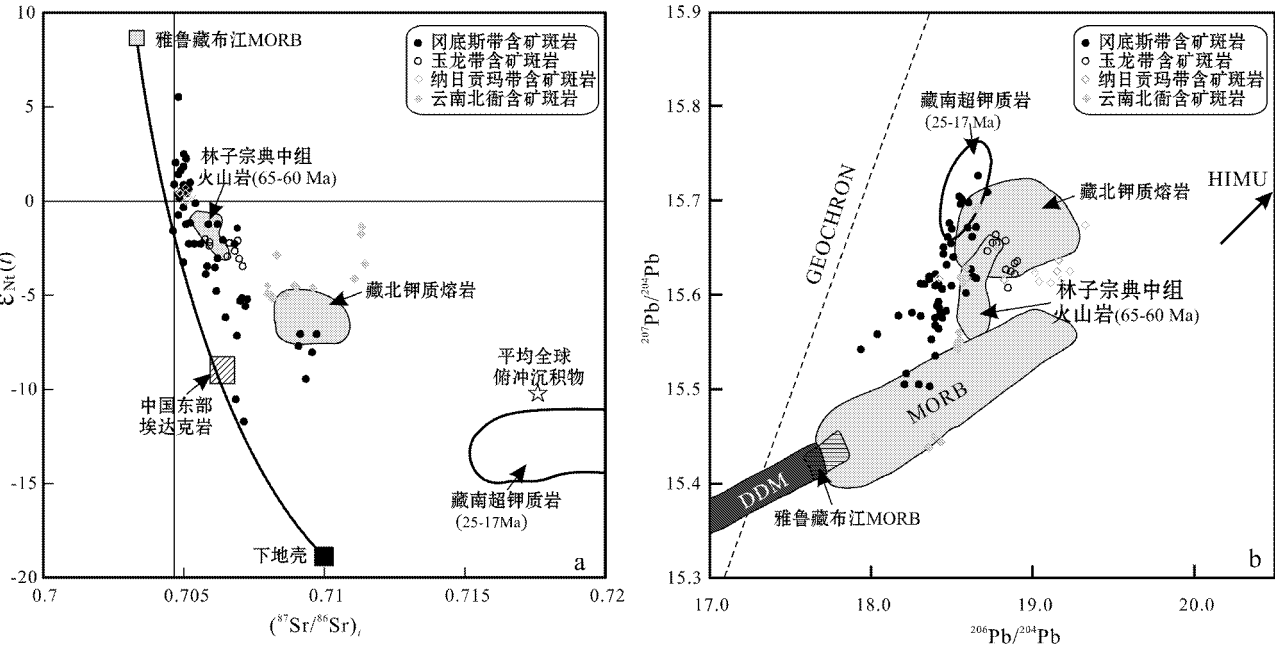


图 8 青藏高原典型斑岩铜矿带含矿斑岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (a) 及 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) 图解
冈底斯斑岩带数据引自 Hou et al., 2004, Gao et al., 2007, Guo et al., 2007, 杨志明, 2008d; 玉龙铜矿带数据引自 Hou et al., 2003, 侯增谦等, 2004, Jiang et al., 2006; 纳日贡玛带数据引自杨志明等, 2008b; 北衙数据引自 Xu et al., 2007
Fig. 8 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diagram (A) and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (B) showing isotopic signatures of mineralization-related porphyries from Qinghai-Tibetan plateau
data of Gangdese belt from Hou et al., 2004, Gao et al., 2007, Guo et al., 2007, Yang, 2008d; data of Yulong belt from Hou et al., 2003, 2004; Jiang et al., 2006; data of Nari Gongma belt from Yang et al., 2008b; data of Beiya deposit from Xu et al., 2007

代的火山岩、碎屑岩 (Titley, 1993)。青藏高原的新生代斑岩铜矿围岩相对简单, 主要有 2 种岩性: ① 浅海相砂质泥岩、砂板岩夹灰岩, 主要分布于青藏高原东缘及冈底斯甲马、驱龙等斑岩铜矿区; ② 弧花岗岩及少量弧火山岩, 主要分布于冈底斯斑岩铜矿区。另外还有少量的玄武岩, 如纳日贡玛。需要强调的是, 高原上超大型矿床似乎与灰岩有一定的亲和性, 如高原新生代产出的 2 个超大型斑岩铜矿床玉龙和驱龙, 以及大型矿床甲马, 其围岩均有灰岩。

伴生金属 Mo、Au、Ag 通常是弧环境斑岩铜矿床重要的副产品, 产于青藏高原碰撞造山带上新生代的这些斑岩铜矿床也不例外。除个别矿床 Mo 品位较高外 (如马拉松多, 0.14% (Hou et al., 2003)), 其余矿床伴生 Mo 品位多变化于 0.03%~0.04% 之间, 与南美斑岩铜矿带接近 (平均 0.03%, White et al., 1981), 高于北美斑岩铜矿带 (平均 0.012%, Misra, 2000)。除北衙 (平均 4.66×10^{-6} (薛传东等, 2008)) 及玉龙 (0.35×10^{-6} (Hou et al., 2003)) 外, 其余矿床伴生金含量多小于 0.05×10^{-6} , 低于全球斑岩铜矿中 Au 含量的平均值 (0.05×10^{-6} , Misra, 2000)。北衙之所以富 Au, 可以从其岩浆性质不同 (正长斑岩) 来解释, 而玉龙铜矿含矿斑岩与该带其他斑岩铜矿类似, 却富 Au, 原因目前尚不清楚。除此之外, 青藏高原上的新生代的这些斑岩铜矿床外围常伴随热液脉状或

矽卡岩 Pb-Zn 矿化, 特别是在冈底斯地区。

热液蚀变 热液蚀变主要受控于 3 方面因素, 即流体性质、围岩成分及水岩比 (Seedorff et al., 2005), 其中, 在斑岩矿床中, 流体的性质主要决定于岩浆组分。青藏高原与陆缘弧环境具类似围岩条件及含矿斑岩组分 (花岗岩闪长岩-石英二长岩), 决定了其具有与陆缘弧环境斑岩铜矿床相似的热液蚀变特征, 这被过去与现在大量矿床的蚀变填图所证实。青藏高原的斑岩铜矿床基本遵循斑岩铜矿经典的蚀变分带模型 (Lowell et al., 1970), 以含矿斑岩为核心, 呈环状蚀变分带, 由内到外依次为钾硅酸盐化带、石英-绢云母化、泥化、青磐岩化带 (芮宗瑶等, 1984; 唐仁鲤等, 1995; Hou et al., 2003; 孟祥金等, 2004; 郑有业等, 2004; 杨志明等, 2005a; 2005b; 2008a; Yang et al., 2009)。不过, 含矿斑岩相对高 K 的地球化学特征, 使青藏高原新生代斑岩铜矿床中钾交代蚀变更强烈。青藏高原新生代含矿斑岩主要为高钾钙碱性-钾玄岩系列, 显然具有比弧环境含矿斑岩更高的 K_2O 含量, 因此, 从岩浆中出溶的流体也相应具有更高的 K^+/H^+ 比值, 从而使蚀变沿高 K^+/H^+ 比值的路径演化 (图 9, 路径 A) 高温阶段形成钾长石 + 黑云母蚀变组合 (钾硅酸盐化), 随温度降低, 逐渐向青磐岩化及白云母 (绢云母) 蚀变过渡, 最后形成中级粘土化。

深成矿化 深成矿化作用是青藏高原新生代斑岩铜矿成

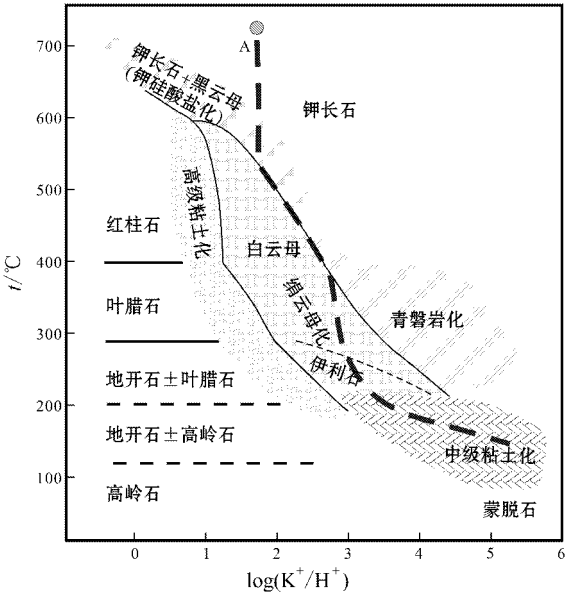


图 9 斑岩铜矿床蚀变矿物稳定范围温度- (K^+/H^+) 图解
(据 Hemley et al., 1964; Hedenquist et al., 1998a; Seedorff et al., 2005 修改)
线 A 近似代表青藏高原新生代斑岩铜矿床热液蚀变演化的
一般路径

Fig. 9 Stability of alteration mineral characteristics of porphyry copper deposits as a function of the molar ratio (K/H) and temperature (modified from Hemley et al., 1964; Hedenquist et al., 1998a; Seedorff et al., 2005)

Line A nearly represents the evolutionary path of Cenozoic porphyry Cu deposits in Qinghai-Tibetan plateau

矿床研究中较薄弱的环节, 尽管目前可利用的资料尚难刻划出矿化的精细过程, 但基本揭示了一般性的矿化规律。斑岩中的深成矿化既可产在斑岩体中, 也可产在围岩之中。统计显示, 弧环境下多产于围岩中, 而青藏高原新生代的这些斑岩铜矿则主要产于斑岩体中。值得注意的是: ① 几个超大型矿床, 如驱龙、甲马, 其铜矿化则主要产于围岩之中; ② 具有重要经济意义的富矿体也主要产于围岩中, 特别是由灰岩交代而成的砂岩中, 如驱龙的知不拉、甲马及玉龙等 (Hou et al., 2003; 杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009)。深成矿化主要以脉状、细脉状产出, 关于驱龙铜矿的详细研究发现, 此前所谓的“浸染状”矿化其实也是一种微细脉状。黄铁矿化是各矿床中最为常见的硫化物, 而含铜矿物则主要为黄铜矿, 特别是在冈底斯带各斑岩铜矿床, 有时还可见少量的斑铜矿、辉铜矿、铜蓝等, 特别当矿床高级泥化发育时, 比如玉龙铜矿 (Hou et al., 2007)。含钼矿物主要为辉钼矿, 多数矿床地表可见由淋滤而形成的铁钼华。铜矿化既可形成于钾硅酸盐化阶段, 也可形成于石英-绢云母化阶段, 通过对几个超大型矿床的详细解剖发现, 大量的铜矿化可能形成于钾硅酸盐化阶段 (Hou et al., 2007; 杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009), 特别是钾硅酸盐化阶段晚期黑云母化阶段, 两者之间紧密的

空间分布特征就是证明 (图 10), 而石英-绢云母化阶段的铜矿化主要是金属再迁移的结果。钼矿化常以特征的板状脉的形式产出, 形成于钾硅酸盐化向石英-绢云母化转化阶段 (杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009)。空间上, 矿化具有一定的分带性, 从研究程度较高的玉龙-驱龙铜矿带来看, 斑岩体内部主要为辉钼矿+黄铜矿组合 (图 10C), 向外转变为黄铜矿+黄铁矿, 最外围通常为脉状方铅矿+闪锌矿组合 (Hou et al., 2003; Yang et al., 2009)。

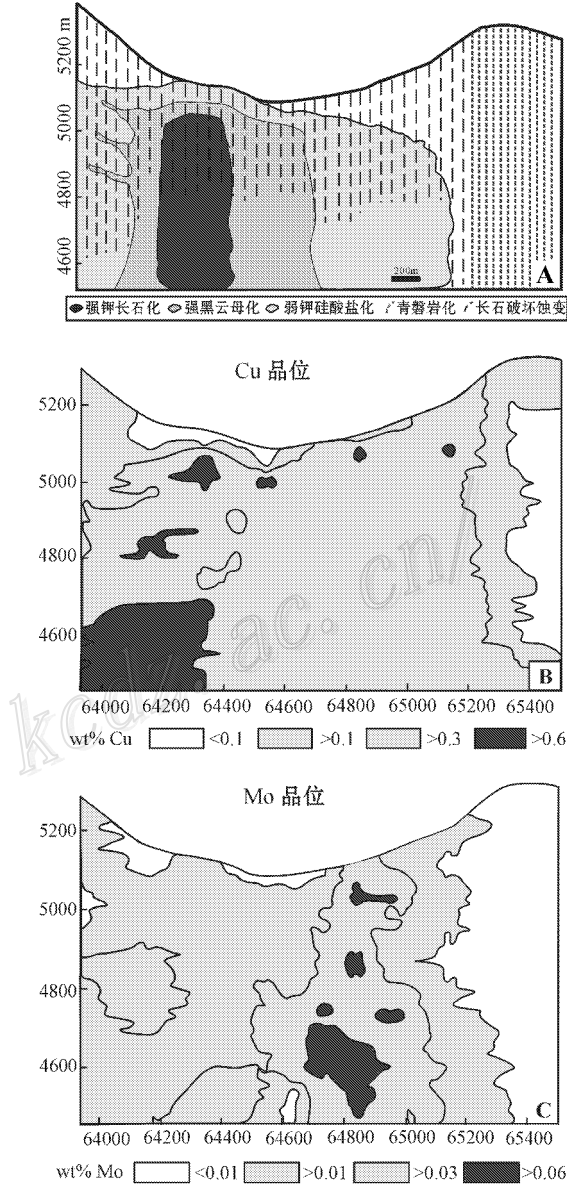


图 10 驱龙铜矿典型剖面蚀变分带及该剖面 Cu、Mo 分布等值线图, 显示蚀变与矿化的关系
(据 Yang et al., 2009 修改)

Fig. 10 Alteration zones and ore-grade distribution in Qulong, showing the relationship between alteration and mineralization (after Yang et al., 2009)

2.4 成矿物质来源与金属富集机制

成矿金属来源 因具有与 Cu、Zn 类似的地球化学性质，Pb 同位素是用来示踪斑岩铜矿成矿金属来源及演化历史的有效手段。大量数据表明，无论是冈底斯斑岩铜矿带，还是玉龙斑岩铜矿带，其矿石硫化物的 Pb 同位素组成显示出与含矿斑岩非常好的一致性(图 11)，呈陡立矩阵处在亏损地幔与钾质、超钾质岩演化线上。如果接受 Pb 具有与 Cu 类似的来源，至少可以得出以下结论：① 成矿金属具有与含矿斑岩一样的源区；② 上地壳尺度的热液循环萃取对金属的来源贡献不大。

S 的来源 与其他元素异常相比，S 异常是斑岩铜矿床最显著的一个特征。因此，了解 S 的来源可以：① 查明斑岩系统的物质平衡及演化过程；② 间接约束成矿金属的来源

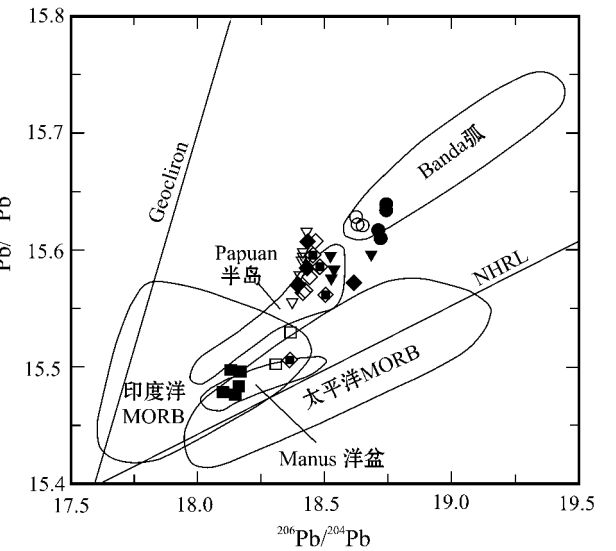


图 11 青藏高原新生代斑岩铜矿硫化物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(以冈底斯斑岩铜矿带为例,数据引自 Qu et al., 2004; 2007)。

其中：○—甲马矿区含矿斑岩；●—甲马矿区矿石硫化物；◆—拉抗俄矿区含矿斑岩；◆—厅宫矿区含矿斑岩；▽—南木矿区含矿斑岩；▼—南木矿区矿石硫化物；◇—冲江矿区含矿斑岩；+—冲江矿区矿石硫化物；□—洞嘎矿区含矿斑岩；■—洞嘎矿区矿石硫化物

Fig. 11 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram of the Cenozoic ore-bearing porphyries and ore sulfides in Qinghai-Tibetan plateau (after Qu et al., 2004; 2007)

○—Ore-bearing porphyry in the Jima ore district; ●—Ore sulfides in the Jima ore district; ◆—Ore-bearing porphyry in the Lakeng'e ore district; ◆—Ore-bearing porphyry in the Tinggong ore district; ▽—Ore-bearing porphyry in the Nanmu ore district; ▼—Ore sulfides in the Nanmu ore district; ◇—Ore-bearing porphyry in the Chongjiang ore district; +—Ore sulfides in the Chongjiang ore district; □—Ore-bearing porphyry in the Dongga ore district; ■—Ore sulfides in the Dongga district

(Hedenquist et al., 1998a)。本次及前人针对青藏高原新生代斑岩矿床含矿斑岩、硫酸盐及硫化物中 S 同位素的大量研究表明：① 各矿床含矿斑岩与矿石硫化物具有类似的 $\delta^{34}\text{S}$ 同位素组成，主要变化于 $-4.0\text{‰} \sim +2.0\text{‰}$ ，平均为 -1.0‰ ；② 硫酸盐(主要是硬石膏)具有较富的 $\delta^{34}\text{S}$ 同位素组成，常介于 $10\text{‰} \sim 15\text{‰}$ 之间(图 12; Qu et al., 2004; 余宏全等, 2005; 孟祥金等, 2006; 杨志明, 未发表数据)。尽管多数人依据矿石硫化物与含矿斑岩具有近乎相同、且接近地幔的 $\delta^{34}\text{S}$ 同位素组成，推测大部分 S 来自岩浆，并且来自下地壳或上地幔(Qu et al., 2004; 2007; 余宏全等, 2005; 孟祥金等, 2006)。然而，一个重要的问题不可忽视：硫化物与含矿斑岩具有类似的 $\delta^{34}\text{S}$ 同位素组成，能否说明硫化物中的 S 就来自斑岩岩浆呢？显然，答案是否定的。这是因为，高原上与成矿有关的这些埃达克岩，常具有非常高的氧逸度(Liang et al., 2006)，从而导致从岩浆中出溶的初始流体也具有非常高的氧逸度，驱龙铜矿中岩浆热液过渡阶段形成的 UST(Unidirectional Solidification Texture, 单向固结结构)石英包裹体中出现大量硬石膏子矿物(杨志明等, 2008c)，也证实了这一点。而高氧逸度时，初始岩浆流体中的 S 常以 SO_4^{2-} 的形式存在，而非 S^{2-} ，即初始岩浆流体应具有较高的 $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$ 比值。因此，埃达克质斑岩岩浆 $\delta^{34}\text{S}_{\text{S}}$ 值应该更接近硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值，而非硫化物，这已被国外多个斑岩铜矿带的调查所证实，如智利成矿带含矿斑岩 $\delta^{34}\text{S}$ 介于 $2.2\text{‰} \sim 9.1\text{‰}$ ，菲律宾成矿带含矿斑岩 $\delta^{34}\text{S}$ 介于 $8.2\text{‰} \sim 9.5\text{‰}$ ，远大于矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(Sasaki et al., 1984)。Field 等(2005)对美国经典斑岩铜矿——Butte 矿床的详细 S 同位素研究进一步证实了该观点：直

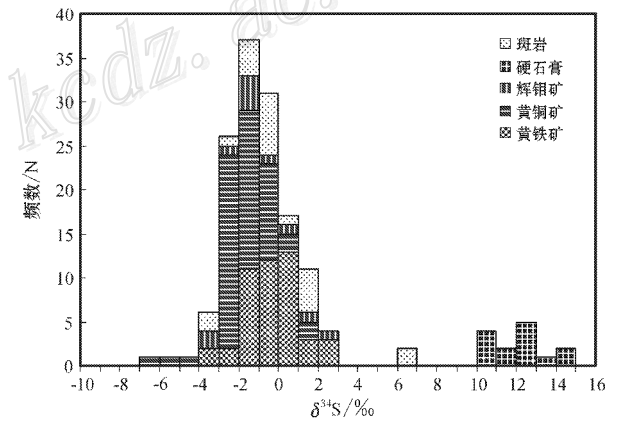


图 12 青藏高原新生代斑岩铜矿床含矿斑岩、硫酸盐及硫化物中 S 同位素组成(数据引自 Qu et al., 2004; 2007; 涂宏全等, 2005; 孟祥金等, 2006; Yang et al., 2009; 杨志明, 未刊资料)

Fig. 12 S isotopic compositions of ore-bearing porphyries, sulfates and sulfides from Cenozoic porphyry Cu deposits in Qinghai-Tibetan plateau (data from Qu et al., 2004, 2007; She et al., 2005; Meng et al., 2006; Yang et al., 2009; Yang unpublished data)

接从岩浆中出溶的流体 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 值介于 10.3 ‰~10.9 ‰之间,比硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值高 5 ‰~10 ‰。因此,青藏高原硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值并不能代表埃达克质岩浆的 S 同位素组成;反之,含矿斑岩之所以具有与硫化物近似的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,可能因为所做的含矿斑岩中的含 S 矿物更可能是后期矿化形成的硫化物,而不能真正代表埃达克岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。由于缺少单个矿床 S 同位素的系统研究,青藏高原斑岩铜矿初始岩浆流体的 S 同位素组成目前尚难精细厘定,但依据物质平衡,应介于 0~10 ‰之间,并且更靠近 10 ‰(Yang et al., 2009)。如此富集的 S 同位素,要求青藏高原斑岩铜矿的 S 源有大量富集组分的加入,是下地壳组分的混染还是大洋沉积物的间接交代,目前尚不清楚。

金属富集机制 岩浆弧环境,正常钙碱性的弧岩浆之所以具有较高的 Cu、Mo、Au 等成矿元素含量,要归功于岩浆的高氧逸度(参考 Richards, 2003)。高氧逸度条件下, S 则主要以硫酸盐的形式溶解于岩浆之中(约 1.5%, Jugo et al., 2001),从而导致通常优先向硫化物分配的 Cu、Au 等开始作为不相容元素向硅酸盐熔浆中富集(Hamlyn et al., 1985; Bornhorst et al., 1986; Richards et al., 1991; 1995)。青藏高原与成矿有关的埃达克岩具有较高的氧逸度已被最近的许多工作证实,如①许多矿床早期的矿化为高氧逸度下的斑铜矿+黄铜矿组合,早期脉石矿物中出现大量硬石膏,如玉龙和驱龙铜矿;②岩浆热液过渡阶段形成的 UST 石英,其内包裹体中见有大量硬石膏子矿物(杨志明等, 2008c)。两者均表明初始岩浆热液具有较高的氧逸度,并暗示成矿斑岩也具有较高的氧逸度。Liang 等(2006)最近的工作,无疑对人们理解青藏高原含矿斑岩的金属富集机制大有帮助,研究发现,含矿斑岩锆石具有较高的 $\text{Ce}^{6+}/\text{Ce}^{4+}$ 比值,说明成矿的斑岩岩浆具有较高的氧逸度;同时,含矿斑岩锆石的 $\text{Ce}^{6+}/\text{Ce}^{4+}$ 比值明显高于非矿斑岩(Liang et al., 2006),暗示高氧逸度条件可能是斑岩岩浆富含金属的重要原因。如果该认识正确,那么弧环境下成矿金属富集机制似乎也可以解释青藏高原新生代斑岩铜矿床金属富集的原因。

2.5 成矿流体来源与演化

成矿流体的来源 长期以来,人们对于青藏高原新生代斑岩铜矿成矿流体的来源认识主要建立在大量流体包裹体测温的基础之上。李荫清等(1981)的研究工作是这方面的经典之作,她通过对玉龙铜矿不同蚀变阶段脉石矿物(主要为石英)中的流体包裹体研究,发现引起早期钾硅酸盐化蚀变的流体主要有 2 种类型:一种是低密度超临界流体;一种为高盐度流体,两者均具有非常高的温度,介于 420~700℃ 之间;依据流体较高的温度,李荫清等(1981)推测超临界流体可能为直接从岩浆房出溶的蒸汽,而高盐度流体可能为蒸汽冷凝后的产物。同理,她依据与绢云母化蚀变同期的石英,其内的包裹体仍具有很高的温度(280~420℃)和盐度,推测引起石英-绢云母化的流体可能仍为岩浆热液而引起晚期泥化的流体因具有较低的温度(120~280℃),可能为岩浆热液与雨水

混合的产物。近年来,针对青藏高原的其他斑岩铜矿床,特别是对冈底斯带斑岩铜矿床的流体包裹体研究,也得到了类似的结果(张绮玲等, 2003; 杨志明等, 2005a; 2005b; 2006; 谢玉玲等, 2005; 2006),但却大大拓展了原有的认识:①从深部岩浆房出溶的流体既可以是超临界流体,也可以是低密度富气相+高盐度富液相组合,具体为哪种类型,主要取决于流体出溶时的压力(杨志明等, 2005b);②引起钾硅酸盐化的流体通常为高盐度流体,部分为低密度气相,但超临界流体并不多见,且高盐度流体并不是超临界蒸汽冷凝的产物,而是其穿过 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系溶离线后相分离的产物;③引起绢英岩化的流体通常是低盐度流体,而非高盐度流体。尽管温度可以变化较大,但常小于 350℃,表明该流体中可能已经混入了大量的雨水(杨志明等, 2005a; 2005b; 2006; 2008d; 谢玉玲等, 2005; 2006)。

然而,通过流体包裹体研究限定成矿流体来源毕竟是间接的。如果岩浆仅作为一个热机而没有提供流体,那么经对流循环加热的建造水完全可以具有高温、高盐度的特征,如引起美国 Ann Mason 矿床深部钾硅酸盐化两侧的高温钠-钙硅酸盐化蚀变,就是高温、高盐度的建造水所引起的(Seedorff et al., 2005; 2008)。因此,仅据流体的温度、盐度来推断青藏高原新生代斑岩铜矿成矿流体的来源是不够的。最近针对驱龙铜矿的研究,使这种状况得以改善。研究发现:①大量岩浆-热液过渡过程地质记录,如显微晶洞构造、单向固结结构(图 13)、脉状岩枝(vein dike)等,表明引起斑岩早期蚀变与矿化的成矿流体的确直接来自含矿斑岩的出溶,而这种流体出溶不仅可在浅成侵位的岩株中出现,也可在斑岩下部的岩浆房中发生(杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009);②针对含羟基蚀变矿物 H_2O 同位素的研究发现,引起钾硅酸盐化的流体为高温的岩浆热液,既可以是低密度富气相,也可以是高盐度液相,且后者的 D 值更小(图 14);引起青磐岩化的流体是混入少量大气降水的岩浆高温气相;引起石英-绢云母化的流体是岩浆热液与大气降水混合的产物,而非单独的岩浆热液(图 14)。

成矿流体的演化 受初始岩浆流体的性质、水岩比、围岩成分等因素的影响,不同斑岩铜矿床成矿流体演化路径可能有所不同。近年来对青藏高原新生代大量斑岩铜矿床成矿流体的研究,基本勾画出了碰撞造山带斑岩铜矿成矿流体演化的基本轨迹。

引起早期蚀变与成矿的流体为来自岩浆的高温热液($t > 550^\circ\text{C}$, 图 15),它们既可以从浅位的岩株或岩枝中出溶,也可直接从深部岩浆房出溶,形成超大型矿床则主要靠后一种,如冈底斯的驱龙矿床(杨志明, 2008a)和藏东的玉龙矿床(李荫清等, 1981; Hou et al., 2007)。流体的类型主要受出溶时的物理化学条件制约,从浅位岩株或岩枝($< 3 \text{ km}$)中出溶的流体可能直接为不混溶的低密度气相+高盐度液相(如驱龙 P 斑岩出溶, 杨志明, 2008a; Yang et al., 2009);而从深部岩浆房($> 3 \text{ km}$)出溶的流体通常为单相超临界流体($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$

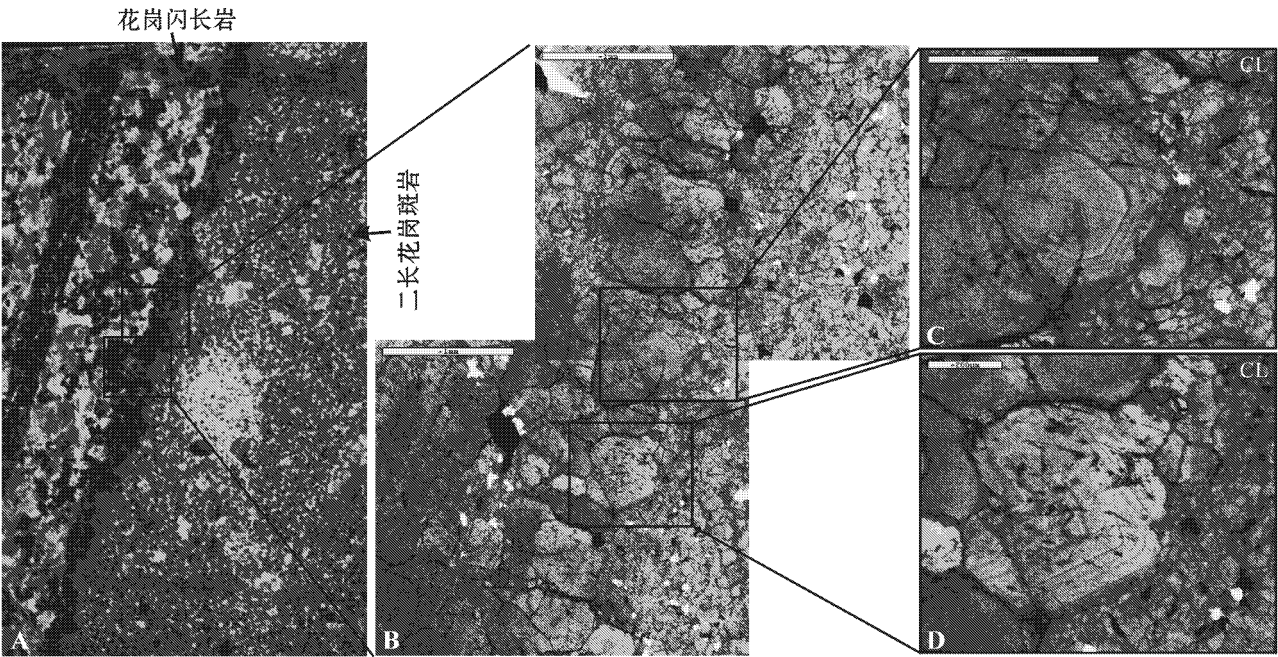


图 13 驱龙铜矿中发现的单向固结结构(UST)(A),是岩浆出溶事件的最好记录。B 为阴极发光照片,显示石英清晰的生长环带,且生长环带的前进方向均指向二长花岗斑岩,C、D 为 B 局部放大,石英颗粒的生长环带呈近六边形,表明该颗石英可能为高温(>573℃)β石英(据杨志明等,2008c)

Fig. 13 Microscopic (A) and cathodoluminescence (CL, B~D) images of the Unidirectional Solidification Texture (UST) discovered in Qulong, showing distinctive concentric growth zones (C, D), hexagonal growth forms (C) and resorption of quartz (C, D) in the UST (after Yang et al. , 2008c)

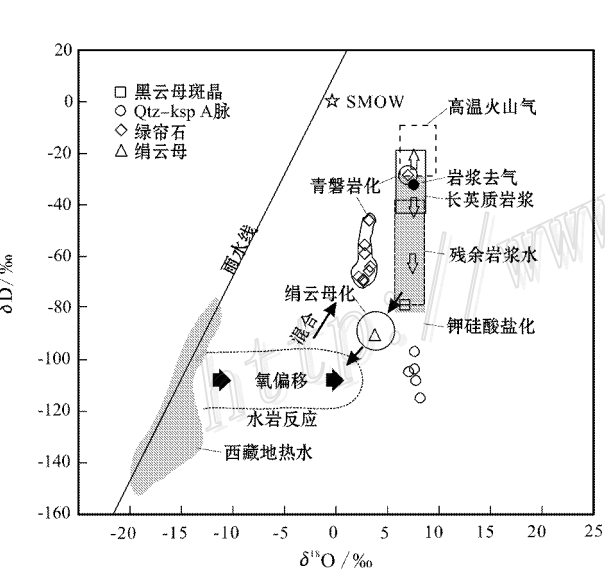


图 14 驱龙铜矿与各期蚀变有关流体的 δD - $\delta^{18}O$ 模式图 (杨志明,2009),雨水通常会因在流动过程中发生水岩反应造成氧同位素偏移(Hedenquist et al. , 1994)

Fig. 14 D-O isotopic composition of hydrothermal fluids associated with different alterations in Qulong, Tibet (modified from Yang et al. , 2008d). The meteoric water is sometimes O-shifted (Hedenquist et al. , 1994)

5%~12%,李荫清等,1981 杨志明,2008c 图 15),当流体上升穿过溶离线时发生相分离,形成低密度气相+高盐度液相(图 15);且低密度气相常因浮力大,上升快,单独引发斑岩系统早期的蚀变与矿化,特别是斑岩上部系统的早期蚀变与矿化,而不需要高盐度液相的参与,如玉龙斑岩体顶部的黑云母化与之有关(Hou et al. , 2007)。因造山带环境产出的含矿斑岩普遍高 K,出溶的流体常具有比弧环境斑岩更高的 K^+/H^+ 比值,从而引发造山带环境斑岩铜矿常形成持续时间长、蚀变规模大的钾硅酸盐化。

与此同时,岩浆出溶的高温流体,除在斑岩体中心形成钾硅酸盐化蚀变外,不可避免地向斑岩体周围扩散,特别是低密度气相。扩散过程中,因流体流动的路径增大,流体温度、盐度明显降低(约 350~400℃, $w(NaCl_{eq})$ 5%;杨志明,2008d),水岩比相应减少,此时蚀变由钾硅酸盐化转变为青磐岩化。因该蚀变过程中水岩比较小,蚀变矿物组合及蚀变强度受围岩影响明显:当围岩铁镁质矿物较多时,蚀变组合中绿帘石较发育,如纳日贡玛;如围岩中基性斜长石含量较高,蚀变组合中绿帘石、方解石则较发育,如驱龙;而当围岩以酸性岩或砂泥岩为主时,则青磐岩化强度明显减弱,如玉龙带及冈底斯带多数斑岩铜矿床。

钾硅酸盐化阶段,成矿流体可能经历了多次沸腾事件,特别是体系从静岩向静水的转化过程中。该过程中,成矿流体的温度通常是降低的(480~340℃, 杨志明等,2005b;Hou et

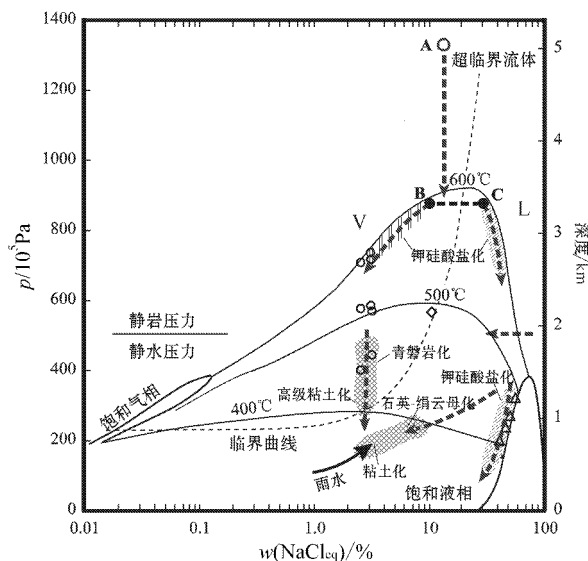


图 15 青藏高原新生代斑岩铜矿成矿流体演化路径

A 为深部岩浆房出溶的超临界流体；B、C 分别为超临界流体相分离后形成的低密度富气相和高盐度富液相。虚线表示成矿流体演化路径，阴影表示引起各期蚀变的流体温度、压力范围

Fig. 15 Fluid evolutionary paths of Cenozoic porphyry Cu deposits in Qinghai-Tibetan plateau

A is supercritical fluid formed by exsolution of deep magma chamber; B and C mean respectively low-density gas-rich phase and high-salinity liquid-rich phase formed after the fractionation of the supercritical fluid phase. Dash line signifies the evolutionary path of the ore-forming fluid, whereas shadowed part represents temperature and pressure ranges of the fluids that arouse alteration of various stages

al., 2007), 但流体盐度有时可能会局部升高, 如引起玉龙铜矿晚期钾硅酸盐化的流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 可达 55% (Hou et al., 2007)。但总体上, 经历了多次压力体制转化的成矿流体, 其盐度因大气降水的加入而逐渐降低, 这被石英-绢云母阶段大量包裹体的测温所证实 (杨志明等, 2005a; 2005b; 2006; 2008d; 谢玉玲等, 2005; 2006)。引起石英-绢云母化的流体, 其盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 通常小于 10%, 温度低于 350℃ (张绮玲等, 2003; 杨志明等, 2005a; 2005b; 2006; 谢玉玲等, 2006; 杨志明, 2008d), 为岩浆水和大气降水混合的产物, 尽管少数矿床中的石英-绢云母化可由高盐度的岩浆热液引起, 如玉龙 (Hou et al., 2007)。石英-绢云母蚀变的晚期阶段, 流体体系温度逐渐衰减, 当小于 200℃ 时, 开始发生水解反应, 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。

需要特别强调的是, 钾硅酸盐化晚期因沸腾形成的低密度气相亦可直接沿裂隙上升。因该过程的冷凝浓缩, 流体酸度增加, 而流体与围岩的相互作用则形成高级粘土化, 如玉龙铜矿 (Hou et al., 2007)。

2.6 成矿过程再造

金属的聚集 青藏高原新生代多个斑岩铜矿床的研究

表明, 一个斑岩铜矿能否形成, 很大程度上依赖于岩浆中金属的利用率, 即金属在出溶过程中向挥发分中的分配情况以及出溶流体的演化历史等 (杨志明等, 2008a)。因缺少单个流体包裹体成分的 LA-ICP-MS 或 PIXE 分析, 目前对流体出溶过程中的金属分配情况限于定性评价。主要通过反演引起主要矿化的流体演化路径来查明流体出溶过程中的金属分配情况。调查的结果表明, 直接出溶或经相分离形成的低密度气相和高盐度液相均可迁移金属。当低密度气相和高盐度液相的分离发生在低压条件下, Cu 则主要向高盐度液相中聚集, 冈底斯带多个斑岩铜矿床是通过这个机制聚集金属的, 如南木 (张绮玲等, 2003)、厅官 (杨志明等, 2005b)、冲江 (谢玉玲等, 2006) 等。而当低密度气相和高盐度液相的分离发生在高压条件下, 则 Cu 既可以向富气相富集, 也可向富液相迁移, 如玉龙铜矿 (李荫清等, 1981; Hou et al., 2007)。

早期蚀变与矿化 随着深部岩浆房及含矿斑岩中岩浆流体的不断出溶, 大量金属的不断聚集, 早期围岩蚀变与矿化相伴而生。几个超大型矿床的精细解剖表明, 青藏高原斑岩铜矿最早期的蚀变以钾长石化的小规模发育为特征, 此时流体的温度多高于花岗岩固相线的温度 (约 675℃), 并具有较高的氧逸度和 $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比值。随出溶流体的不断积聚, 钾长石化蚀变的范围逐渐增加, 强度逐渐增大; 一些矿床中出现的不规则石英-钾长石 A 脉是此时流体活动的产物, 当然不排除黑云母在此时形成, 如玉龙铜矿 (Hou et al., 2007)。流体包裹体研究表明, 此时流体的温度多介于 400~550℃ 之间 (杨志明等, 2005a; 2005b; 谢玉玲等, 2006; Hou et al., 2007; 杨志明, 2008a), 盐度变化范围较大 (图 15)。但仅见极少量的浸染状 Cu、Mo 矿化表明, 此时流体中成矿元素的溶解度很高, 成矿物质无法有效卸载。许多矿床晚期的钾硅酸盐化黑云母明显增多, 甚至有些矿床可在钾长石化周围形成一个黑云母化带 (如驱龙, 图 10a; 杨志明, 2008d)。此时流体温度介于 350~475℃ 之间 (杨志明, 2008d), 大量硬石膏、黄铜矿得以沉淀, 特别是浸染状、不连续微细脉状 Cu 矿化, 大多形成于此阶段; Mo 矿化此时也开始发生沉淀, 但规模不大。

转换阶段蚀变与矿化 当出溶的挥发分聚集到一定体积, 斑岩体顶部及周围的岩石难以承受流体内部巨大的压力时, 大规模连通的裂隙会突然发生, 流体沿张性裂隙充填形成 B 脉 (Gustafson et al., 1975)。绝大多数斑岩铜矿中边界平直的石英-硬石膏-黄铜矿-辉钼矿脉是该事件的主要地质记录。流体包裹体研究表明, 沉淀 B 脉的流体依然是岩浆热液, 但其温度 (>270~585℃) 及压力 (>20~80 MPa) 均具有较大的变化范围, 表明流体压力发生了从静岩条件向静水条件转变 (杨志明, 2008d)。尽管围岩蚀变此时不太发育 (多数典型 B 脉无蚀变晕, 仅有白色褪色晕), 但流体引起的围岩蚀变既可见到钾硅酸盐化蚀变, 也可见到石英-绢云母蚀变, 明显处于钾硅酸盐化蚀变向长石分解蚀变转换的阶段。青藏高原绝大多数新生代斑岩铜矿中的 Mo 矿化主要形成于该阶段, 同时还伴有大量 Cu 矿化的形成。不过, 无矿的青磐岩化也多

形成于该阶段(杨志明,2008d)。

晚期蚀变与矿化 晚期的蚀变以长石分解蚀变为特征,主要蚀变矿物为石英-绢云母-绿泥石-伊利石-高岭石(芮宗瑶等,1984;Hou et al.,2007;杨志明,2008d),与蚀变有关的石英-黄铁矿-辉钼矿±黄铁矿±黄铜矿、黄铜矿-黄铁矿±硬石膏 D 脉(Gustafson et al.,1975)及石膏脉为该阶段流体活动的记录。流体一般处于静水压力条件下,温度多在 300~400℃。晚期蚀变阶段也有 Cu、Mo 矿化的产生,特别是石英-绢云母-绿泥石化阶段,是该蚀变阶段最重要的一种 Cu 矿化形式,如玉龙铜矿(Hou et al.,2007)。该阶段 Cu 矿化是因溶解、迁移钾硅酸盐化阶段的含铜矿物?还是流体一直保持较高的 Cu 溶解度,直至现阶段发生沉淀?目前尚不清楚。

成矿物质沉淀机制 青藏高原多个新生代斑岩铜矿的典型解剖发现,成矿过程中温度、压力、盐度、氧逸度、pH 值等因素的变化均可导致金属沉淀(杨志明等,2005a;2005b;2006;谢玉玲等,2005;2006;Hou et al.,2007;杨志明,2008d)。如多数学者强调成矿流体系统因减压导致的多次沸腾,是成矿物质沉淀的主要原因(张绮玲等,2003;谢玉玲等,2005;2006)而另外一些学者强调大气降水混合导致的成矿流体盐度降低可能也是成矿物质沉淀的一个重要机制(李荫清等,1981),特别是裂隙控制的高品位矿体,如玉龙(Hou et al.,2007)。杨志明(2008d)通过驱龙铜矿床的详细研究发现,成矿物质的沉淀常受多个因素控制,早期 Cu 的大规模沉淀可能与压力的降低及流体中 S 的减少有关,晚期 Cu 的沉淀则可能与温度的降低有关。实际上,金属沉淀机制从根本上取决于 Cu 在流体中的迁移方式,如 Cu 以 Cl 络合物的形式迁移(高盐度流体),温度降低则是其沉淀的最重要机制,如 Cu 以 HS 络合物的形式迁移(低密度气相),压力变化则是金属沉淀的最重要机制。

3 碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型

对青藏高原一系列新生代斑岩铜矿床的研究,允许笔者提出碰撞造山环境斑岩铜矿如下的成矿模型:

(1) 成矿斑岩为强烈挤压构造背景下形成的高 K 埃达克岩,岩浆可能起源于加厚的新生下地壳,岩浆源区直接或间接经历了板片流体的交代/板块断离或岩石圈拆沉诱发的软流圈物质上涌,以及斜向碰撞导致的挤压-伸展的构造机制转换通常是引发岩浆源区发生部分熔融的外部条件;

(2) 成矿金属的深部富集是因岩浆高氧逸度所致,高氧逸度条件下,S 主要以硫酸盐的形式溶解于岩浆之中,从而导致通常优先向硫化物分配的 Cu、Au 等开始作为不相容元素向硅酸盐熔浆中富集;

(3) 含矿斑岩的侵位既可受因斜向碰撞诱发的大型走滑断裂系统的控制,也可受岩石圈拆沉诱发的大型张性断层控制,而含矿斑岩的就位则受矿区尺度的构造控制,多组构造的交汇部位或大型背斜的核部常是斑岩铜矿产出的重要位置;

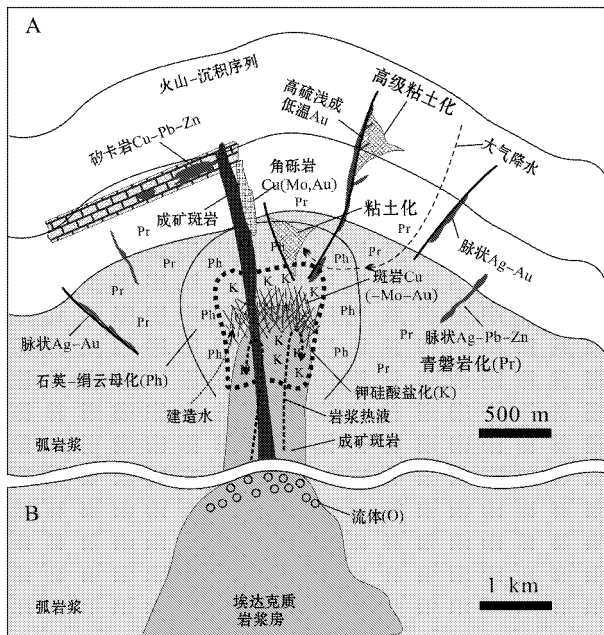


图 16 碰撞造山带斑岩铜矿成矿模型

A 为斑岩铜矿蚀变-矿化系统的一般模型,在某些超大型斑岩铜矿下部,常发育深部岩浆房(B)(据杨志明等,2008a;Yang et al.,2009 修改)

Fig. 16 Preliminary porphyry Cu deposit model in the collisional orogen setting

A is generalized model of the alteration-mineralization system in the porphyry copper deposit; nevertheless, deep magma chambers are commonly developed under some superlarge porphyry copper deposits (B) (modified from Yang et al.,2008a;2009)

(4) 大型矿床,特别是超大型矿床下部(5~6 km)通常存在深部岩浆房,岩浆房的流体出溶是引发矿床大规模蚀变与矿化的根源(图 16);成矿金属与 S 均来自岩浆,与含矿斑岩可能具有相同的源区;

(5) 矿床整体上具有与弧环境类似的蚀变分带规律,从内向外依次为钾硅酸盐化、石英-绢云母-粘土化及青磐岩化(图 16);因碰撞造山带环境含矿斑岩相对富 K,从而导致岩浆房或浅侵的岩株或岩枝中出溶的岩浆热液常具有比弧环境斑岩铜矿床更高的 K^+/H^+ 比值,从而诱发钾硅酸盐化蚀变的强烈发育(图 16);因钾硅酸盐化蚀变持续时间较长,铜钼矿化主要产于该蚀变阶段,特别是以黑云母大量发育为特征的晚期钾硅酸盐化阶段;

(6) 成矿物质沉淀可能由成矿过程中温度、压力、盐度、氧逸度、pH 值等因素的变化所致,而这些因素的变化又直接或间接与高原的快速隆升与剥蚀有关。

志 谢 感谢中国地质科学院矿产资源研究所曲晓明研究员、中国冶金地质总局矿产资源研究院徐庆生研究员认真读完冗长的手稿,并提出了大量的宝贵意见。

References

- Audétat A, Pettke T, Heinrich C A and Bodnar R J. 2008. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions[J]. *Econ. Geol.*, 103 : 877-908.
- Beane R E and Titley S R. 1981. Porphyry copper deposits : Part II. Hydrothermal alteration and mineralization[J]. *Economic Geology* 75th Anniversary Volume, 235-263.
- Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, Ratschbacher L, Bi S, Wu Z, McWuiams M O and Calvert A. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. *Nature*, 412 : 628-632.
- Bornhorst T J and Rose W I. 1986. Partitioning of gold in young calc-alkaline volcanic rocks from Guatemala[J]. *Journal of Geology*, 94 : 412-418.
- Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In Barnes H L (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [M]. 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 [M]. New York : John Wiley and Sons. 63-123.
- Candela P A and Holland H D. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 : 373-380.
- Candela P A. 1991. Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments[J]. *American Mineralogist*, 76 : 1081-1091.
- Candela P A. 1997. A review of shallow, ore-related granites : Textures, volatiles and ore metals[J]. *Journal of Petrology*, 38 : 1619-1633.
- Chung S L, Liu D, Ji J, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones : melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[J]. *Geology*, 31 : 1021-1024.
- Cline J S. 1995. Genesis of porphyry copper deposits : the behavior of water, chloride, and copper in crystallizing melts[A]. In : Pierce F W and Bolm J G, eds. *Porphyry copper deposits of the American Cordillera* [J]. *Arizona Geological Society Digest*, 20 : 69-82.
- Cline J and Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt[J] ? *Journal of Geophysical Research*, 96 : 8113-8126.
- Cloos M. 2001. Bubbling magma chambers, cupolas, and porphyry copper deposits[J]. *International Geology Review*, 43 : 285-311.
- 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.
- Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant Porphyry Deposits : Characteristics, distribution, and tectonic controls [J]. *Econ. Geol.*, 100 : 801-818.
- Damon P E. 1986. Batholith-volcano coupling in the metallogeny of porphyry copper deposits[A]. In Friedrich G H, ed. *Geology and metallogeny of copper deposits* [M]. Berlin : Springer-verlag, 216-234.
- Davidson J P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism[J]. *Geophysical Monograph*, 96 : 251-262.
- de Hoog J C M, Mason P R D and van Bergen M J. 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones : Constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 : 3147-3164.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 34 : 662-665.
- Deng W M, Huang X and Zhong D L. 1998a. Alkali-rich porphyries in the northern segment of the Jinshajiang belt, western Yunnan, and their relations to intraplate deformation[J]. *Sciences in China (Series D)*, 28 : 111-117 (in Chinese).
- Deng W M, Huang X and Zhong D L. 1998b. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic alkali-rich porphyries in eastern Yunnan [J]. *Sci. Geol. Sin.*, 33 : 412-425 (in Chinese with English abstract).
- Dilles J H and Einaudi M T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada-a 6-km vertical reconstruction[J]. *Econ. Geol.*, 87 : 1963-2001.
- Dilles J H. 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada : Evidence for evolution of porphyry copper ore fluids[J]. *Econ. Geol.*, 82 : 1750-1789.
- Ding L, Kapp P, Zhong D and Deng W. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asian collision, south central Tibet[J]. *Tectonics*, 24 : 1-18.
- Eastoe. 1983. Sulfur isotope data and the nature of the hydrothermal systems at the Panguna and Frieda porphyry copper deposits, Papua New Guinea[J]. *Econ. Geol.*, 78 : 201-213.
- Emmons W H. 1918. *Principles of economic geology* [M]. 1st ed. New York : McGraw-Hill. 1-550.
- Field C W, Zhang L, Dilles J H, Rye R O and Reed M H. 2005. Sulfur and oxygen isotopic record in sulfate and sulfide minerals of early, deep, pre-Main stage porphyry Cu-Mo and late, shallow Main stage base-metal mineral deposits, Butte district, Montana[J]. *Chemical Geology*, 215 : 61-93.
- Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, Wei R H, Meng X J and Zhao R S. 2007. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones : evidence for slab melt metasomatism[J]. *Contribution to Mineral Petrology*, 153 : 105-120.
- Gao Y F, Hou Z Q and Wei R H. 2003. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet : Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constrains on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction [J]. *Acta Geologica Sinica*, 77 : 123-135.
- Grove T L and Kinzler R J. 1986. Petrogenesis of andesites[J]. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 14 : 417-454.

- Guo Z F, Wilson M and Liu J Q. 2007. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust [J]. *Lithos*, 96 :205-224.
- Gustafson L B and Hunt J P. 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile [J]. *Econ. Geol.*, 70 :857-912.
- Hamlyn P R, Keays R R, Cameron W E, Crawford A J and Waldron H M. 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49 :1797-1811.
- Harris A C and Golding S D. 2002. New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: Implications for the genesis of porphyry Cu deposits [J]. *Geology*, 30 :335-338.
- Harris A C, Kamenetsky V S, White N C and Steele D A. 2004. Volatile phase separation in silicic magmas at Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, NW Argentina [J]. *Resource Geology*, 54 :341-356.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal deposits [J]. *Nature*, 370 :519-527.
- Hedenquist J W and Richards J P. 1998a. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits [J]. *Reviews in Economic Geology*, 10 :235-256.
- Hedenquist J W, Arriba A J and Reynolds T J. 1998b. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines [J]. *Econ. Geol.*, 93 :373-404.
- Heinrich C A, Gunther D, Audetat A, Ulrich T and Frischknecht R. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions [J]. *Geology*, 27 :755-758.
- Heinrich C A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: A thermodynamic study [J]. *Mineralium Deposita*, 39 :864-889.
- Hemley J J and Hunt J P. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II. Some general geologic applications [J]. *Econ. Geol.*, 87 :23-43.
- Hemley J J and Jones W R. 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism [J]. *Econ. Geol.*, 59 :538-569.
- Henley R W and McNabb A. 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement [J]. *Econ. Geol.*, 73 :1-20.
- Herzarkhani A, Williams J A and Gammons C. 1999, Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran [J]. *Mineralium Deposita*, 34(8) :770-783.
- Hildreth W and Moorbatch S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 :455-489.
- Hollister V F, Potter R R and Barker A L. 1974. Porphyry-type deposits of the Appalachian orogen [J]. *Econ. Geol.*, 69 :618-630.
- Hou Z Q, Qu X M, Huang W and Gao Y F. 2001. The Gangdese porphyry copper belt: the second significant porphyry copper belt in Tibetan plateau [J]. *Chinese Geology*, 28 :27-29 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, Zhang Y Q, Wang M J, Wang Z, Pan G T and Tang R L. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet [J]. *Econ. Geol.*, 98 :125-145.
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, Gao Y F, Du A D and Huang W. 2003a. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdese porphyry copper belt in south Tibet: Duration of mineralization and application of the dynamic setting [J]. *Science in China (Series D)*, 33 :509-618 (in Chinese).
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, Qu X M and Meng X J. 2003b. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: A case study of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in northern Chile [J]. *Mineral Deposits*, 22 (1) :1-12 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Gao Y F, Meng X J, Qu X M and Huang W. 2004a. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2) :239-248 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004b. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220 :139-155.
- Hou Z Q, Yang Z S, Xu W Y, Mo X X, Ding L, Gao Y F, Dong F L, Li G M, Qu X M, Li G M, Zhao Z D, Jiang S H, Meng X J, Li Z Q, Qing K Z and Yang Z M. 2006. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: I. Mineralization in main collisional orogenic setting [J]. *Mineral Deposits*, 25 :337-358 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zeng P S, Gao Y F and Dong F L. 2006. The Himalayan Cu-Mo-Au Mineralization in the eastern Indo-Asian Collision Zone: Constraints from Re-Os Dating of molybdenite [J]. *Mineralium Deposita*, 41 :33-45.
- Hou Z Q, Xie Y L, Xu W Y, Li Y Q, Zaw K, Beaudoin D, Huang W and Luobu C. 2007. Yulong deposit, East Tibet: A high-sulfidation Cu-Au porphyry copper deposit in the eastern Indo-Asian collision zone [J]. *International Geology Review* 49, 235-28.
- Hou Z Q, Pan X F, Yang Z M and Qu X M. 2007. Porphyry Cu- (Mo-Au) deposits no related to oceanic-slab subduction: Examples from Chinese porphyry deposits in continental settings [J]. *Geoscience*, 21 :332-351 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, Meng X J, Li Z Q, Beaudoin G, Rui Z Y and Gao Y F. 2009. The Miocene Gangdese porphyry Cu belt: Generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen [J]. *Ore Geology Review*, doi : 10.1016/j.oregeorev.2008.09.006.
- James D E and Sacks I S. 1999. Cenozoic formation of the Central An-

- des : a geophysical perspective [A]. In : Skinner B J, ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes* [M]. Spec. Pub. Soc. Econ. Geol. 7. 1-25.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F and Dai B Z. 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet : Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241 : 617-633.
- Jugo P J, Luth R W and Richards J P. 2001. Experimental determination of sulfur solubility in basaltic melts at sulfide vs. sulfate saturation : Possible implications for ore formation [A]. *Eos, Transactions, AGU*, 82 : 47 (2001 Fall Meeting Supplement, Abstract V32G-05).
- Kapp P, Yin A, Harrison T M and Ding L. 2005. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 117 : 865-878.
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D and Garwin S. 2000. The geodynamics of world-class gold deposits : Characteristics, space-time distributions, and origins [J]. *Reviews in Economic Geology*, 13 : 501-551.
- Kilinc I A and Burnham C W. 1972. Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars [J]. *Econ. Geol.*, 67 : 231-235.
- 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*, 3 : 216-231 (in Chinese with English abstract).
- Liang H Y, Campbell I H, Allen C, et al. 2006. Zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet [J]. *Mineralium Deposita*, 41 : 152-159.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 65 : 373-408.
- Lowenstern J B, Mahood G A, Rivers M I and Sutton S R. 1991. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapor phase [J]. *Science*, 252 : 1405-1409.
- Lü B X, Wang Z and Zhang N D. 1993. Granitoid and related mineralization in the Sanjiang Region [M]. Beijing : Geol. Pub. House. 1-258 (in Chinese with English abstract).
- Ma H W. 1990. Granitoid and mineralization of the Yulong porphyry copper belt in eastern Tibet [M]. Wuhan : China University of Geosciences Publishing House. 1-158 (in Chinese with English abstract).
- Martin H. 1999. Adakitic magmas : Modern analogues of Archean granitoids [J]. *Lithos*, 46 : 411-429.
- Masterman G, Berry R, Cooke D R and Walshe J L. 2005. Fluid chemistry, structural setting, and emplacement history of the Rosario Cu-Mo porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, northern Chile [J]. *Econ. Geol.*, 100 : 835-862.
- Meng X J, Hou Z Q, Gao Y F, Huang W and Qu X M. 2003. Re-Os dating for molybdenite from Qulong porphyry copper deposit in Gangdese metallogenic belt, Xizang and its metallogenic significance [J]. *Geological Review*, 49 : 660-666.
- Meng X J, Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M and Huang W. 2004. The alteration zoning model of porphyry copper deposit in collisional orogen : Case studies of porphyry copper deposits in Gangdese belt, Xizang (Tibet) [J]. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*, 11(1) : 201-214.
- Meng X J, Hou Z Q and Li Z Q. 2006. Sulfur and lead isotope compositions of the Qulong porphyry copper deposit, Tibet : Implications for the sources of plutons and metals in the deposit [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80 : 554-560 (in Chinese with English abstract).
- Misra K C. 2000. *Understanding mineral deposits* [M]. Kluwer Academic Publishers. 353-413.
- Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, Dong G C, Zhou S, Guo T Y, Zhang S Q and Wang L L. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision [J]. *Earth Sci. Front.*, 10 : 135-148.
- Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, Dong G C, Qu X M, Zhao Z D and Yang Z M. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision : Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet [J]. *Lithos*, 96 : 225-242.
- Nagaseki H and Hayashi K. 2008. Experimental study of the behavior of copper and zinc in a boiling hydrothermal system [J]. *Geology*, 36 : 27-30.
- Oyarzun R, Marquez A and Lillo Javier. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in north Chile : Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism [J]. *Mineralium Deposita*, 36 : 794-798.
- Pan G T, Chen Z L, Li X Z, et al. 1997. Geological-tectonic evolution in the eastern Tethys [M]. Beijing : Geol. Pub. House. 1-191 (in Chinese with English abstract).
- Pan G T, Wang L Q and Zhu D C. 2004. Thoughts on some important scientific problems in regional geological survey of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Geol. Bull. China*, 23 : 12-19 (in Chinese with English abstract).
- Peacock S M, Rusher T and Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121 : 224-227.
- Pitzer K S and Pabalan R T. 1986. Thermodynamics of NaCl in steam [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50 : 1445-1454.
- Proffett J M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 98 : 1535-1574.
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Gangdese porphyry copper belt : The second "Yulong" porphyry Cu belt in Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 20 (3) : 355-366 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q, Khin Zaw and Li Y G. 2007. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau : Preliminary geochemical and geochronological results [J]. *Ore Geology Review*, 31 : 205-223.

- Qu X M, Hou Z Q and 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 [J]. *Lithos*, 74 : 131-148.
- Ransome F L. 1904. The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona [C]. U. S. Geological Survey, Professional Paper 21, 1-168.
- Redmond P B, Einaudi M T, Inan E E, Landtwing M R and Heinrich C A. 2004. Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: New insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah [J]. *Geology*, 217-230.
- Reynolds T J and Beane R E. 1985. Evolution of hydrothermal characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit [J]. *Econ. Geol.*, 80 : 1328-1347.
- Richards J P, McCulloch M T, Chappell B W and Kerrich R. 1991. Sources of metals in the Porgera gold deposit, Papua New Guinea: Evidence from alteration, isotope, and noble metal geochemistry [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 : 565-580.
- Richards J P. 1995. Alkalic-type epithermal gold deposits-a review [J]. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23 : 367-400.
- Richards J P, Boyce A J and Pringle M S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal location of porphyry Cu mineralization [J]. *Econ. Geol.*, 96 : 271-306.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation [J]. *Econ. Geol.*, 98 : 1515-1533.
- Richards J P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits [A]. In: Porter T M, ed. *Super-porphyry copper & gold deposits: A global perspective* [M]. PGC Publishing, Adelaide. 7-25.
- Richards J P and Kerrich R. 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis [J]. *Econ. Geol.*, 102 : 537-576.
- Ringwood A E. 1977. Petrogenesis in island arc systems [A]. In: Talwani M and Pitman W C, eds. *Island arcs, deep sea trenches, and back arc basins* [M]. American Geophysical Union (Maurice Ewing Series 1), 311-324.
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, Xu J and Zhang H T. 1984. The porphyry Cu (C-Mo) deposits in China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-350 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Hou Z Q, Qu X M, Zhang L S, Wang L S and Liu Y L. 2003. Metallogenic epoch of the Gangdese porphyry copper belt and uplift of the Qinghai-Tibet plateau [J]. *Mineral Deposits*, 22 : 224-232 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Li G M, Zhang L S and Wang L S. 2004. The response of porphyry copper deposits to important geological events in Xizang [J]. *Earth Science Frontiers*, 11 (1) : 145-152 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Hou Z Q, Li G M, Liu B, Zhang L S and Wang L S. 2006. A genetic model for the Gandisê porphyry copper deposits [J]. *Geological Review*, 52 : 459-466.
- Sajona F G, Maury R C, Bellon H, Cotten J, Defant M J and Pubellier M. 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines [J]. *Geology*, 21 : 1007-1010.
- Sasaki A, Ulriksen E, Sato K and Ishihara S. 1984. Sulfur isotope reconnaissance of porphyry copper and manto-type deposits in Chile and Philippines [J]. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 35 : 615-622.
- Seedorf E, Dilles J H, Proffett J M Jr, Einaudi M R, Zurcher L, Stavast W J A, Johnson D A and Barto M D. 2005. Porphyry copper deposits: Characteristics and origin of hypogene features [J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 251-298.
- Seedorf E, Barton MD, Stavast W J A and Maher D J. 2008. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth [J]. *Econ. Geol.*, 103 : 939-956.
- She H Q, Feng C Y, Zhang D Q, Pan G. T and Li G M. 2005. Characteristics and metallogenic potential of skarn copper-lead-zinc polymetallic deposits in central eastern Gangdese [J]. *Mineral Deposits*, 25 : 508-520 (in Chinese with English abstract).
- Shinohara H and Hedenquist J W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines [J]. *Journal of Petrology*, 38 : 1741-1752.
- Shinohara H, Kazahaya K and Lowenstern J B. 1995. Volatile transport in a convecting magma column: Implication for porphyry Mo mineralization [J]. *Geology*, 23 : 1091-1094.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 67 : 184-197.
- Sillitoe R H. 1973. Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile [J]. *Econ. Geol.*, 68 : 1-10.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44 : 373-388.
- Sillitoe R H. 1998. Major regional factors favoring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits [A]. In: Porter T M, ed. *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A Global Perspective* [M]. Perth, 1998, Conference Proceedings: Glenside, South Australia, Australian Mineral Foundation, 21-34.
- Singer D A, Berger V I, Menzies W D and Berger B R. 2005. Porphyry copper deposit density [J]. *Econ. Geol.*, 100 : 491-514.
- Solomon M. 1990. Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs [J]. *Geology*, 18 : 630-633.
- Sourirajan S and Kennedy G C. 1962. The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures and pressures [J]. *American Journal of Science*, 260 : 115-141.
- Tang R L and Luo H S. 1995. The geology of Yulong porphyry copper (molybdenum) ore belt, Xizang (Tibet) [M]. Beijing: Geol. Pub.

- House. 1-320 (in Chinese with English abstract).
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau [J]. *Science*, 294 :1671-1677.
- Tatsumi Y, Hamilton D L and Nesbitt R W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas : Evidence from high pressure experiments and natural rocks [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29 :293-309.
- Taylor H P. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits [A]. In : Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits (third edition)* [M]. New York : John Wiley. 229-302.
- Tetley S R. 1993. Characteristics of porphyry copper occurrence in the American Southwest [J]. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 40, 433-464.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, Kelley S, Van Calsteren P and Deng W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau : Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts [J]. *Journal of Petrology*, 37 :45-71.
- 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. 2001a. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 96 :1719-1742.
- Ulrich T, Günther D and Heinrich C A. 2001b. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions : Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 96 :1743-1774.
- Wang C S, Li X H and Hu X M. 2003. Age of initial collision of India with Asia : Review and constraints from sediments in southern Tibet [J]. *Acta Geologica Sinica*, 77 :16-24 (in Chinese with English abstract).
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, Grove M, Zhang Y Q and Xie G H. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88 :123-133.
- White W H, Bookstrom A A, Kamilli R J, Ganster M W, Smith R P, Ranta D E and Steininger R C. 1981. Character and origin of Climax-type molybdenum deposits [A]. In : Skinner B J, ed. *Economic Geology Seventy-Fifth Anniversary Volume, 1905-1980* [M]. Economic Geology Publishing Co., 270-316.
- Whitney J A. 1975. Vapor Generation in a quartz monzonite magma, a synthetic model with application to porphyry ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 70 :346-358.
- Williams H, Turner S, Kelley S and Harris N. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet : new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism [J]. *Geology*, 29 :339-342.
- Williams H M, Turner S P, Pearce J A, Kelley S P and Harris N. 2004. Nature of the Source Regions for Post-collisional, Potassic Magmatism in Southern and Northern Tibet from Geochemical Variations and Inverse Trace Element Modelling [J]. *Journal of Petrology*, 45 :555-607.
- Williams-Jones A E, Migdisov A A, Archibald S M and Xiao Z F. 2002. Vapor-transport of ore metals [A]. In : Hellmann R, Wood S A, eds. *Water-rock interaction : A tribute to David A Crerar* [M]. The Geochemical Society, Special Publication. 279-305.
- Xie Y L, Hou Z Q, Xu J H, Yang Z M, Xu W Y and He J P. 2005. Evolution of multi-stage ore-forming fluid and mineralization : Evidence from fluid inclusions in Yulong porphyry copper deposit, East Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21 :1409-1415 (in Chinese with English abstract).
- Xie Y L, Yi L S, Xu J H, Li G M, Yang Z M and Yin S P. 2006. Characteristics of ore-forming fluids and their evolution for Chongjiang copper deposit in Gangdise porphyry copper belt, Tibet : Evidence from fluid inclusions [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22 :1023-1030 (in Chinese with English abstract).
- Xu X W, Zhang B L, Qin K Z, Mao Q and Cai X P. 2007. Origin of lamprophyres by the mixing of basic and alkaline melts in magma chamber in Beiya area, western Yunnan, China [J]. *Lithos*, 99 :339-362.
- Xue C D, Hou Z Q, Xu X, Yang Z M, Liu Y Q and Hao B W. 2008. Petrogenesis and metallogenesis of the Beiya gold-polymetallic ore district, northwestern Yunnan province, China : Responses to Indo-Asian collisional process [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24 :457-472 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M and Xu J H. 2005a. The characteristics and the forming process of ore-forming fluids at Qulong copper deposit in Gangdise porphy copper belt, Tibet [J]. *Geology and Prospecting*, 42 :21-26 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M, Xu J H and Wang B H. 2005b. Study of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit in Gangdise belt, Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 24 (6) :584-594 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M and Xu J H. 2006. SEM/EDS constraints on the nature of ore-forming fluid of the deposits in Gangdise porphyry copper belt : Case studies of the Qulong and Tinggong deposits [J]. *Mineral Deposits*, 25 :147-154 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Hou Z Q, Xia D X, Li Z Q, Song Y C and Pan F C. 2008a. Qulong giant porphyry copper deposit, Tibet : Geology, alteration and mineralization [J]. *Mineral Deposits*, 27 :279-318 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Hou Z Q, Li Z Q, Song Y C and Xie Y L. 2008b. Direct record of the primary fluid exsolving from magma : Evidence from

- the Unidirectional Solidification Texture (UST) finding at Qulong porphyry copper deposit GPCB[J]. *Mineral Deposits*, 27:188-199 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Hou Z Q, Yang Z S, Wang S X, Wang G R, Tian S H, Wen D Y, Wang Z L and Liu Y C. 2008c. Genesis of porphyries and tectonic controls on the Narigongma porphyry Mo (-Cu) deposit, southern Qinghai[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24:489-502 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M. 2008d. The Qulong giant porphyry copper deposit in Tibet: Magmatism and mineralization (PhD candidate paper) [D]. Supervisor: Hou Z Q. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences. 145p (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Hou Z Q, White N C, Chang Z S, Li Z Q and Song Y C. 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet[J]. *Ore Geology Review*, doi:10.1016/j.oregeorev.2009.03.003.
- Yang Z M and Hou Z Q. 2009. Genesis of giant porphyry Cu deposit at Qulong, Tibet: Constraints from fluid inclusions and H-O isotopes [J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12) (in Press).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28:211-280.
- Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, Dorendorf F, Woerner G and Volynets O N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges[J]. *Nature*, 409:500-504.
- Zhang Q L, Qu X M, Xu W Y, Hou Z Q and Chen W S. 2003. Study of the fluid inclusions from Nanmu porphyry Cu-Mo deposit in Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19:251-259 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q, Xie Y W, Liang H Y, Qiu H N, Li X H and Chung S L. 1998. Petrogenesis series and the ore-bearing porphyries of the Yulong copper ore belt in eastern Tibet [J]. *Geochimica*, 27:236-243 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q, Xie Y W, Li X H, Qiu H N, Zhao Z H, Liang H Y and Zhong S L. 2000. Isotope features of magmatic rocks of the shoshonitic series in the eastern Qinghai-Tibet Plateau: Origin of the rocks and their tectonic significance[J]. *Science in China (Series D)*, 30:493-498 (in Chinese).
- Zheng Y Y, Xue Y X, Cheng L J, Fang Z H and Gao S B. 2004. Finding, characteristics and significances of Qulong superlarge porphyry copper (molybdenum) deposit, Tibet [J]. *Earth Science*, 29(1):103-108 (in Chinese with English abstract).
- Zhu X, Huang Z K, Rui Z Y, et al. 1983. The geology of Dexing porphyry copper deposit[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-336 (in Chinese with English abstract).
- 其与板内变形的关系[J]. *中国科学(D辑)*, 28:111-117.
- 邓万明, 黄 萱, 钟大赉. 1998a. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及邓万明, 黄 萱, 钟大赉. 1998b. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因[J]. *地质科学*, 33:412-425.
- 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[J]. *中国地质*, 28(10):27-30.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄 卫. 2003a. 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[J]. *中国科学*, 33:609-618.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 曲晓明, 孟祥金. 2003b. 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[J]. *矿床地质*, 21:1-12.
- 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[J]. *岩石学报*, 20:239-248.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁 林, 高永丰, 董方浏, 李光明, 曲晓明, 李光明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章, 杨志明. 2006. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用[J]. *矿床地质*, 25:337-358.
- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. *现代地质*, 21:332-351.
- 李荫清, 芮宗瑶, 程莱仙. 1981. 玉龙斑岩铜(钼)矿床的流体包裹体及成矿作用研究[J]. *地质学报*, 3:216-231.
- 吕伯西, 王 增, 张能德. 1993. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性[M]. 北京: 地质出版社. 1-328.
- 马鸿文. 1990. 藏东玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1-158.
- 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[J]. *地质论评*, 49(6):660-666.
- 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 曲晓明, 黄 卫. 2004. 碰撞造山型斑岩铜矿蚀变分带模式——以西藏冈底斯斑岩铜矿带为例[J]. *地学前缘(中国地质大学, 北京)*, 11(1):201-214.
- 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[J]. *地质学报*, 80(4):554-560.
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 董国臣, 周肃, 郭铁鹰, 张双全, 王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应[J]. *地学前缘*, 10:135-148.
- 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振, 等. 1997. 东特提斯地质构造形成演化[M]. 北京: 地质出版社. 5-105.
- 潘桂棠, 王立全, 朱弟成. 2004. 青藏高原区域地质调查中几个重大科学问题的思考[J]. *地质通报*, 23:12-19.
- 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[J]? *矿床地质*, 20:355-366.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 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.
- 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[J]. *矿床地质*, 21:217-225.

附中文参考文献

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[J]. 地学前缘, 11(1): 145-152.

芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 刘波, 张立生, 王龙生. 2006. 冈底斯斑岩铜矿成矿模式[J]. 地质论评, 52: 459-466.

余宏全, 丰成友, 张德全, 潘桂棠, 李光明. 2005. 西藏冈底斯中段砂卡岩铜-铅-锌多金属矿床特征及成矿远景分析[J]. 矿床地质, 24: 508-520.

唐仁鲤, 罗怀松. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京: 地质出版社. 1-320.

王成善, 李祥辉, 胡修棉. 2003. 再论印度-亚洲大陆碰撞的启动时间[J]. 地质学报, 77: 16-24.

谢玉玲, 侯增谦, 徐九华, 杨志明, 徐文艺, 何建平. 2005. 藏东玉龙斑岩铜矿床多期流体演化与成矿的流体包裹体证据[J]. 岩石学报, 21: 1409-1415.

谢玉玲, 衣龙升, 徐九华, 李光明, 杨志明, 尹淑苹. 2006. 冈底斯斑岩铜矿带冲江铜矿含矿流体的形成和演化: 来自流体包裹体的证据[J]. 岩石学报, 22: 1023-1030.

薛传东, 侯增谦, 徐星, 杨志明, 刘勇强, 郝百武. 2008. 滇西北北衙金多金属矿田的成岩成矿作用: 对印-亚碰撞造山过程的响应[J]. 岩石学报, 24: 457-472.

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[J]. 地质与勘探, 41: 21-26.

杨志明, 谢玉玲, 李光明, 徐九华. 2005b. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 24: 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[J].

矿床地质, 25: 147-154.

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[J]. 矿床地质, 27: 279-318.

杨志明, 侯增谦, 杨竹森, 王淑贤, 王贵仁, 田世洪, 温德银, 王召林, 刘英超. 2008b. 青海纳日贡玛斑岩铜(钼)矿床岩石成因及构造控制[J]. 岩石学报, 24: 489-502.

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[J]. 矿床地质, 27: 188-199.

杨志明. 2008d. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床—岩浆作用及矿床成因(博士论文)[D]. 导师: 侯增谦. 北京: 中国地质科学院. 145 页.

杨志明, 侯增谦. 2009. 西藏驱龙超大型斑岩矿床的成因: 流体包裹体及 H-O 同位素证据[J]. 地质学报, 83(12)(出版中).

张绮玲, 曲晓明, 徐文艺, 侯增谦, 陈伟十. 2003. 西藏南木班岩铜矿床的流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 19: 251-259.

张玉泉, 谢应雯, 梁华英, 邱华宁, 李献华, 钟孙霖. 1998. 藏东玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩及成岩系列[J]. 地球化学, 27: 236-243.

张玉泉, 谢应雯, 李献华, 邱华宁, 赵振华, 梁华英, 钟孙霖. 2000. 青藏高原东部钾玄岩系岩岩浆岩同位素特征: 岩石成因及其构造意义[J]. 中国科学(D 辑), 30: 493-498.

郑有业, 薛迎喜, 程力军, 樊子琿, 高顺宝. 2004. 西藏驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床: 发现、特征及意义[J]. 地球科学, 29: 103-108.

朱训, 黄崇珂, 芮宗瑶, 等. 1983. 德兴斑岩铜矿[M]. 北京: 地质出版社. 1-336.