

大陆碰撞成矿作用: I. 冈底斯新生代斑岩成矿系统*

侯增谦¹, 郑远川¹, 杨志明¹, 杨竹森²

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 火山岩浆弧和大陆碰撞带是产出巨型斑岩矿床的两类重要环境。岩浆弧环境的斑岩铜矿成矿理论业已建立, 而大陆碰撞环境的斑岩矿床则研究薄弱。在青藏高原, 印度-亚洲大陆碰撞导致了大规模斑岩成矿作用, 在主碰撞期(65~41 Ma)发育沙让式斑岩 Mo 矿和亚贵拉式斑岩-矽卡岩型 Pb-Zn-Mo 矿床, 在晚碰撞期(40~26 Ma)形成明则式斑岩 Mo 矿和努日式斑岩-矽卡岩型 Mo-W-Cu 矿床, 在后碰撞期(25~13 Ma)产生驱龙式斑岩 Cu-Mo 矿床。这些矿床构成了 3 条规模不等的成矿带, 分别发育在冈底斯的北带(中拉萨地体)、南带(泽当弧地体)和中带(南拉萨地体)。冈底斯含矿斑岩系统通常为多期多相浅成侵入杂岩体。含矿斑岩以高 K 为特征, 多为高 K 钙碱性岩和钾玄岩系列。含 Cu 斑岩以二长花岗斑岩为主, 显示埃达克岩地球化学亲和性, 含 Mo 斑岩以花岗斑岩为主, 显示大陆壳成因特点。微量元素和 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学研究表明, 含 Cu 斑岩来自碰撞加厚的西藏镁铁质的新生下地壳(如角闪榴辉岩), 早期卷入新生下地壳的幔源物质及硫化物的重熔为斑岩岩浆提供了部分金属 Cu、Au 和 S; 含 Mo 岩浆来自古老的西藏镁铁质下地壳(如角闪岩)的部分熔融, 金属 Mo 主要来自古老地壳物质的贡献。冈底斯含矿斑岩均含有不同成分的微粒镁铁质包体(MME), 并显示典型的长英质与镁铁质岩浆混合特征。以 MME 为代表的含 Cu 富 H₂O 幔源岩浆, 或底侵于冈底斯地壳底部, 为下地壳熔融提供了热和 H₂O, 或注入长英质岩浆房, 为斑岩系统提供了部分金属 Cu 和 S, 并提升了岩浆氧逸度。冈底斯斑岩岩浆-热液-成矿系统受控于斑岩就位的地壳环境。在斑岩体侵位的花岗岩基环境, 其良好的封闭性导致热液流体(岩浆出溶)以斑岩岩株为核心向外扩散, 形成环状蚀变分带, 并主要在钾硅酸盐化带发生 Cu-Mo 矿化; 在碎屑岩-碳酸盐建造环境, 碳酸盐建造发生矽卡岩化和金属淀积, 不透水的细碎屑岩层阻挡热液流体扩散, 热液矿化围绕斑岩体发育, 形成斑岩型 Mo-矽卡岩型 Pb-Zn-Mo 或 Mo-W-Cu 成矿系统; 在层火山-沉积环境, 良好的封闭盖层导致岩浆流体与天水强烈混合以及混合流体的长距离侧向流动, 发育大面积蚀变岩盖, 形成上部浅成低温热液 Au-Cu 和下部斑岩型 Cu-Mo 成矿系统。结合区域构造-岩浆分析, 笔者认为, 发育于冈底斯碰撞带 3 个不同碰撞期的幔源岩浆上侵-下地壳部分熔融-岩浆浅成侵位-斑岩成矿系统, 受控于印度-亚洲大陆三阶段碰撞的不同深部过程, 据此提出了大陆碰撞过程中斑岩型矿床的地球动力学模型。

关键词 地质学; 斑岩矿床; 围岩建造; 深部过程; 成矿作用; 大陆碰撞造山; 青藏高原

中图分类号: P611

文献标志码: A

Metallogenesis of continental collision setting: Part I. Gangdese Cenozoic porphyry Cu-Mo systems in Tibet

HOU ZengQian¹, ZHENG YuanChuan¹, YANG ZhiMing¹ and YANG ZhuSen²

(1 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

Giant porphyry deposits are generally found in magmatic arcs and continent collisional belt. Metallogenic

* 本研究得到国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(编号: 2011CB4031006)和国家自然科学基金重点项目(编号: 238925, 40425014)和地质调查项目(编号: 1212011121255)联合资助

第一作者简介 侯增谦, 男, 1961 年生, 博士, 研究员, 主要从事大陆和海底成矿作用研究。

收稿日期 2012-04-20; 改回日期 2012-06-10。张绮玲编辑。

theory of the porphyry copper deposit under the magmatic arc condition has been well established, while that in the continental collision setting has not been formed. A large number of porphyry deposits were formed in Tibetan plateau as the result of collision between the India and the Lhasa plates. Three different porphyry deposit belts have been found in the Lhasa terrane. The Sharang-type porphyry Mo deposit and the Yaguila-type porphyry-skarn Pb-Zn-Cu deposit distributed along the north margin of the Gangdese belt (the central Lhasa terrane) were formed in the main-collisional period (65~41 Ma). The Mingze-type porphyry Mo deposit and the Nuri-type porphyry-skarn Cu-Wu-Mo deposit in the central part of the Gangdese belt (southern Lhasa terrane) were formed in late-collisional period (40~26 Ma), whereas the Qulong-type porphyry Cu-Mo deposits developed in the Zedong arc belt was formed in the post-collisional period (25~13 Ma). The fertile Gangdese porphyry systems are generally composed of multistage hypergenic intrusive complexes. These complexes are generally characterized by high-K, and most of them are K calc-alkali and shoshonitic in composition. The Cu-bearing porphyries are dominated by monzogranite, and generally show geochemical affinity to adakites, while the Mo-bearing porphyry deposits are mainly associated with granite, which was most likely derived from continental crust. Whole-rock geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopic data indicate that the Cu-bearing magmas were most probably derived from the thickened juvenile mafic lower-crust beneath south Tibet. The melting of sulfide-bearing phases in the juvenile mantle components of the Tibetan lower-crust probably provided parts of Cu, Au and S for the fertile magmas. However, the Mo-bearing magmas were likely derived from partial melting of the ancient Tibetan lower crust, while Mo was also mainly derived from the ancient crust. Large amounts of micro-mafic enclaves (MME) with varied components have been found in the porphyry magmas. These MMEs, which were derived from the enriched lithosphere mantle, probably represent the addition of the remnants of a mafic component to the host magma. These Cu and H₂O-enriched mantle-derived magmas experienced underplating at the base of the Gangdese crust, supplied heat and H₂O to inducing partial melting of the thickened lower-crust, and were partly injected into the lower-crust-derived felsic melts, probably providing heat and some fluids rich in H₂O, metals and S and playing an important role in generating the hydrous, high $f(\text{O}_2)$, fertile porphyry magmas. The Gangdese porphyritic hydrothermal systems were commonly controlled by the settings of the crust where they intruded. In the granitoid batholiths setting, the impermeable wall rocks would result in the spreading of the hydrothermal fluid around the porphyry stocks core, which would form the concentric-circle alteration zones and generate Cu-Mo mineralization in the potassium-silicate alteration zone. In the clastic-limestone setting, carbonate was likely to be altered by skarn and then induced the precipitation of metals, while impermeable fine-grained clastic rocks would prohibit the penetration of the hydrothermal fluids, and thus porphyry Mo and skarn Pb-Zn-Mo or Mo-W-Cu ore-bodies were commonly developed around the porphyry bodies. In the bedding volcano-sediment setting, the impermeable overlying strata probably led to lateral migration of the hydrothermal fluids for a long distance and intense mixing with meteoric water. These processes could develop widespread hydrothermal alteration zones and finally resulted in the development of epithermal Au-Cu and porphyry Cu-Mo deposits at the shallow and deep level, respectively. Combined with the regional tectonic-magmatic evolution, the authors have concluded that the three stages of mantle-derived magmas underplating partial melting of lower-crust hypergenic emplacement of magma porphyritic mineralization system might have been controlled by various deep processes in the three periods of India-Eurasia continental collision. Various geodynamic models have been established by the authors for the three types of porphyry deposits within the continental collision setting.

Key words: geology, porphyry deposit, wall-rocks formation, deep lithospheric process, metallogeny, continental collisional orogeny, Tibetan plateau

以大洋俯冲为主导的增生造山和以大陆碰撞为主导的碰撞造山,作为超大陆聚合的两种主要方式,常常形成绵延数千公里的造山带,成为地球表面最为雄伟壮观的地质构造单元。在这两种不同的造山带中,往往发育巨型规模的斑岩型 Cu-Mo-Au 矿床,前者以著名的安第斯斑岩铜矿带为代表(Camus et al., 1996; Kerrich et al., 2000; Cooke et al., 2005; Singer et al., 2005),后者以西藏冈底斯斑岩铜矿带为代表(侯增谦等, 2003; Hou et al., 2009; 2012a)。这些斑岩型矿床,作为金属 Cu 的最主要来源和 Mo、Au 等金属的重要来源,构成了从斑岩型 Cu、Mo、Au 矿床到斑岩型 Cu-Mo、Cu-Au 矿床以及斑岩型 Pb-Zn 矿床的连续成矿谱系(侯增谦等, 2009)。

西方学者基于大量的地质观察和细致的综合研究,已经建立了著名的岩浆弧斑岩铜矿成矿模型(Hedenquist et al., 1998; Richards, 2003; Seedorff et al., 2005);与岩浆弧环境斑岩矿床相比,大陆碰撞环境的斑岩铜矿在蚀变、矿化特征诸方面存在广泛的类似性,但在地球动力学背景、深部作用过程、岩浆起源演化、流体与金属来源等方面存在显著差异(侯增谦等, 2007)。基于冈底斯中新世斑岩铜矿的系统研究,笔者初步构建了大陆碰撞斑岩铜矿的成矿模型(Hou et al., 2009; 2011; 侯增谦等, 2009; 杨志明等, 2009)。

最新矿产勘查与综合研究发现,大陆碰撞型斑岩矿床贯穿于印度-亚洲大陆碰撞的全过程,集中产于冈底斯巨型碰撞带,不仅形成于中新世后碰撞期(25~0 Ma),也出现在主碰撞期(65~41 Ma)和晚碰撞期(40~26 Ma)(表1; Hou et al., 2009)。主碰撞期斑岩矿化以 Mo 为主,呈独立钼矿床产出(如沙让钼矿;秦克章等, 2008; 唐菊兴等, 2009; Zhao et al., 2012),或与矽卡岩型铅锌矿复合产出(如亚贵拉铅锌钼矿;高一鸣等, 2011),主要沿北冈底斯带分布,集中发育于念青唐古拉铅锌多金属成矿带之亚贵拉-洞中拉矿集区内(图1),含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄集中于 62~51 Ma,辉钼矿 Re-Os 年龄集中于 52 Ma(赵俊兴等, 2009; 唐菊兴等, 2009; 高一鸣等, 2011)。晚碰撞期斑岩矿化以 Mo-W-Cu 为主,多数呈矽卡岩型钼铜钨矿床产出(如努日,李光明等, 2011; 陈雷等, 2011),部分呈斑岩钼矿床产出(如明则钼矿;陈玉水等, 2011),构成矽卡岩型-斑岩成矿系统(黄树峰等, 2011; 李光明等, 2011; 江化寨等, 2011; 张松等, 2012),沿雅鲁藏布缝合带分布,集中

产于克鲁-冲木达铜金钼钨成矿带(图1; 闫学义等, 2010a; 2010b; 黄树峰等, 2011)。该期含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄和角闪石 Ar-Ar 年龄集中于 30~24 Ma(Harrison et al., 2000; Li et al., 2006; 李光明等, 2006b; 莫济海等, 2008; Chung et al., 2009),辉钼矿 Re-Os 年龄和热液黑云母 Ar-Ar 年龄集中于 30~23 Ma(李光明等, 2006a; 闫学义等, 2010a; 范新等, 2011; 张松等, 2012)。后碰撞期斑岩矿化以 Cu-Mo 为主,以大型-超大型斑岩 Cu-Mo 矿床产出(如驱龙、冲江、厅宫等;侯增谦等, 2003; 2004; 郑有业等, 2004; 杨志明等, 2008a; 2008b; Hou et al., 2009; Yang et al., 2009),少数伴有同时代矽卡岩型 Pb-Zn 矿化(如甲马、邦埔等;曲晓明等, 2001; 孟祥金等, 2003; 唐菊兴等, 2011),沿东西向展布的冈底斯花岗岩带分布,构成长达 700 km 的冈底斯中新世斑岩铜矿带(图1)。其含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄集中于 18~13 Ma(Chung et al., 2003; Hou et al., 2004; Yang et al., 2009),辉钼矿 Re-Os 年龄集中于(15±2)Ma(侯增谦等, 2003; 芮宗瑶等, 2003; 孟祥金等, 2003; 李光明等, 2004)。这些新发现,不仅为完善大陆碰撞环境斑岩矿床成矿理论模型提供了绝好的机遇,同时也提出了下列4个不容回避的重要问题:

(1)时空分布特征:为何主碰撞、晚碰撞和后碰撞期斑岩矿床规律性地分别分布于冈底斯的北带、南带和中带?控制这些斑岩成矿系统时空分布的主导机制和关键要素是什么?为何主碰撞期斑岩成矿系统受控于新生代逆冲断裂系,晚碰撞期斑岩成矿系统紧邻雅鲁藏布江缝合带分布,而后碰撞期斑岩成矿系统纵贯冈底斯花岗岩基带分布?

(2)成矿区带规模:为何后碰撞斑岩铜矿带长达 700 km(Cu 资源量超 2 200 万吨),而南北两侧的主碰撞和晚碰撞斑岩矿床只局限于 60~150 km 长的局部地段?发育于不同碰撞阶段的三套斑岩岩浆系统与矿床规模和资源潜力有何内在联系?

(3)矿化金属组合:为何后碰撞期斑岩矿床主要为 Cu-Mo 组合,而主碰撞期主要为 Mo、晚碰撞期主要为 Mo-W-Cu 组合?控制斑岩成矿系统金属组合的机制是什么?三个不同斑岩成矿系统的金属来源和供给渠道有何不同?

(4)主要矿化类型:为何后碰撞斑岩铜矿带主体为斑岩型,而主碰撞和晚碰撞成矿带主要为斑岩-矽卡岩型复合或叠合型?

显然,这些问题涉及到大陆碰撞带斑岩成矿作

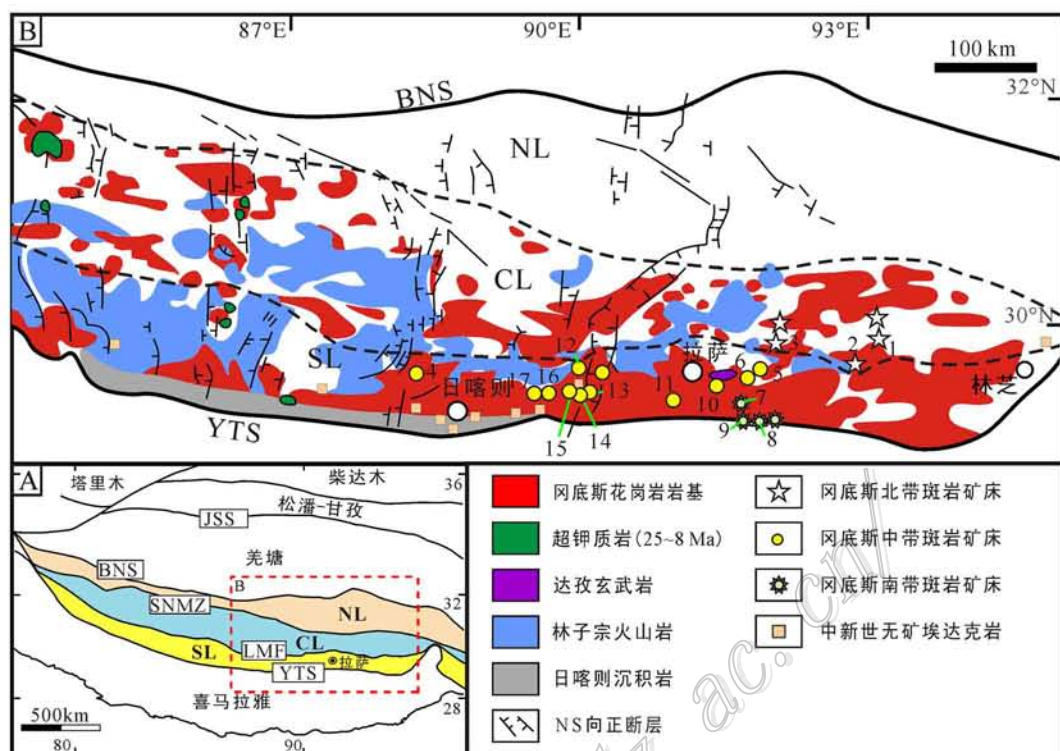


图 1 青藏高原简要构造格架图(A)及冈底斯中段地质简图(B)(据 Zhu et al., 2011; Zheng et al., 2012a)

NL—北拉萨微地体; CL—中拉萨微地体; SL—南拉萨微地体; JSS—金沙江缝合带; BNS—班公湖-怒江缝合带; SNMZ—狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带; LMF—落巴堆-米拉山断裂带; YTS—印度河-雅鲁藏布江缝合带。矿床: 1—沙让, 2—汤不拉, 3—邦浦, 4—朱诺, 5—甲玛, 6—驱龙, 7—努日, 8—冲木达, 9—明则, 10—拉克俄, 11—南木, 12—白容, 13—厅宫, 14—岗讲, 15—冲江, 16—南木林, 17—吉如

Fig. 1 Tectonic framework of the Tibetan orogen (A) (modified after Zhu et al., 2011); Simplified geological map of the central Gangdese belt (B) (modified after Zhu et al., 2011; Zheng et al., 2012a)

NL—Northern Lhasa subterranean; CL—Central Lhasa subterranean; SL—Southern Lhasa subterranean; JSS—Jinshajiang suture zone; BNS—Bangonghu-Nujiang suture zone; SNMZ—Shiquan River-Nam Co melange zone; LMF—Luobadui-Milasahan fault; YTS—Indus-Yarlung Zangbo River suture zone. Deposits: 1—Shagang, 2—Tangbula, 3—Bangbu, 4—Zhunu, 5—Jiama, 6—Qulong, 7—Nuri, 8—Chongmuda, 9—Mingze, 10—Lakange, 11—Nanmu, 12—Bairong, 13—Tinggong, 14—Gangjiang, 15—Chongjiang, 16—Nanmulin, 17—Jiru

用之基本过程,要回答这些问题,必须阐明大陆碰撞过程与成矿地球动力学背景、含矿岩浆起源演化与含矿潜在性、岩浆系统中金属来源和富集机制、浅部斑岩系统的成矿环境等关键科学问题。本文在前人研究基础上,结合最近获得的地质地球化学资料,跳出单个矿床解剖和成矿区带综述的传统思维,从区域成矿学和壳/幔相互作用的视角,对上述问题进行探讨,以期增进对大陆碰撞带斑岩成矿系统的认识和理解,深化和完善大陆型斑岩铜矿成矿理论模型。

1 成矿构造背景与地质历史演化

冈底斯巨型碰撞带,南以雅鲁藏布江缝合带为界,北以班公湖-怒江缝合带为限,是一条东西绵延

1 500 km、具有双倍地壳厚度(70~80 km)的新生代巨型构造-岩浆带。其作为青藏高原碰撞造山系的重要组成部分,记录了特提斯大洋俯冲与消减闭合、中生代地体拼合与陆缘增生、新生代陆陆汇聚与大陆碰撞等长期复杂过程,特别是经历了新生代主碰撞陆陆聚合(65~41 Ma)、晚碰撞构造转换(40~26 Ma)和后碰撞地壳伸展(25~0 Ma)等过程(侯增谦等, 2006a; 2006b; 2006c; Hou et al., 2009)。Yin 等(2000)和 Chung 等(2005)详细阐述了其基本构造特征、地质发育历史和构造岩浆演化。近 10 年来的最新研究进展又为深入揭示冈底斯巨型碰撞带的形成演化注入了新的活力。这里,为阐明冈底斯三大斑岩成矿系统的构造背景和成矿环境,将冈底斯巨型碰撞带 4 个构造单元的地质特征和发育历史自南而

北简述如下。

1.1 雅鲁藏布江缝合带

雅鲁藏布江缝合带作为冈底斯巨型碰撞带南缘边界,以东西向断续展布的、被构造肢解的、代表新特提斯洋壳残片的中生代蛇绿岩和蛇绿混杂岩为主要标志。在冈底斯西段,最新的1:25万填图资料证实,沿雅鲁藏布江缝合带发育2条空间分离、但平行展布的蛇绿岩和蛇绿混杂岩带,与1:100万航磁测量所发现的南、北2条强磁异常带相对应(姚正煦等,2001)。其间夹持仲巴地块(地体)。在冈底斯中段,由于受~30 Ma的冈底斯逆冲断裂带(GT; Harrison et al., 2000)和中新世的泽当-仁布逆冲断裂带(Yin et al., 1994)的改造破坏,该缝合带变得模糊不清,但区域航磁异常图中双强磁异常带仍清晰可见,断续出露于罗布沙、大竹卡、日喀则、白朗等地的蛇绿混杂岩带,与强磁异常南带相对应(姚正煦等, 2001, 2002),公认其标定了雅鲁藏布江缝合带南界。其南侧被印度大陆被动边缘特提斯喜马拉雅沉积岩系叠覆,北侧与中生代火山-沉积岩系呈断层接触。在雅鲁藏布江北岸,断续发育一条基性-超基性杂岩带(侯增谦等, 2001),部分潜没于冈底斯花岗岩基南缘,残留体主要由零星孤立出露的辉长岩岩瘤以及被构造肢解的超镁铁堆晶岩、辉绿岩墙、玄武岩及含硅质岩条带的深水沉积构成,呈一系列自北而南逆冲推覆的构造岩片产出(侯增谦等, 2001; 高永丰等, 2003)。该杂岩带可能与冈底斯西段的北蛇绿混杂岩带相连接,与姚正煦等(2001)提出的强磁异常北带相对应,但它是否代表洋壳残片尚存很大争议(李才等, 2003)。高永丰等(2003)根据岩石共生组合、矿物化学和岩石地球化学特征,认为其属弧型蛇绿岩残块,代表了新特提斯洋壳残片。本文暂将其视为雅鲁藏布江缝合的北界。

1.2 泽当弧地体

泽当弧地体夹持于雅鲁藏布江缝合带内,主体分布于冈底斯花岗岩基与特提斯喜马拉雅之间的狭长区域内,其地质特征大体可与仲巴地体(地块)对比。泽当弧地体最先被 Aitchison 等(2000)所识别,他们根据该弧地体内发育白垩纪拉斑玄武岩系列特征的弧玄武岩和玄武安山岩,推断其为新特提斯大洋俯冲形成的洋生弧或洋内弧。伴随新特提斯洋在晚白垩世闭合,泽当弧地体拼贴并增生于拉萨地体南缘(Aitchison et al., 2000),两地体间残留叠瓦状基性-超基性杂岩构造岩片(高永丰等, 2003)。印度-

亚洲大陆碰撞又使之卷入新生代碰撞造山带,并发育同碰撞期花岗闪长岩和晚碰撞期含矿斑岩(30 Ma; 李光明等, 2006a; Harrison et al., 2000; Chung et al., 2009),断续分布于雅鲁藏布江沿岸,集中出露于克鲁-冲木达一带。

1.3 南拉萨地体

传统的拉萨地体最近被进一步划分为北、中、南拉萨地体(Zhu et al., 2009)。在东部,南、中拉萨地体大致以二叠纪松多榴辉岩带和米拉山断裂带为界。松多榴辉岩带的变质原岩为二叠纪大洋中脊玄武岩(杨经绥等, 2009),暗示古特提斯洋壳在二叠纪俯冲消减导致了南、中拉萨地体的拼贴及碰撞。在中部,南拉萨地体大致以纵贯冈底斯岩浆带的旁多-错勤逆冲断裂带或所谓的弧背断隆带为界(图1; 潘桂棠等, 2006)。南拉萨地体由中元古代—寒武纪变质基底和中生代沉积盖层构成。跨南拉萨地体自南而北,依次发育雅鲁藏布缝合带、日喀则弧前盆地(Durr, 1996),冈底斯弧花岗岩基(120~70 Ma; Chu et al., 2006; Ji et al., 2009),反映了新特提斯洋在白垩纪向北俯冲消减。新生代的大陆碰撞导致拉萨地壳缩短加厚至70~80 km,同时诱发大规模岩浆活动,形成了5 000 m厚的林子宗火山岩系(65~43 Ma; 莫宣学等, 2003),冈底斯同碰撞期花岗岩带(江万等, 1999; Ji et al., 2009)以及少量小体积苦橄玄武质次火山岩(Gao et al., 2008)。经历晚碰撞期岩浆间歇后,后碰撞期地壳伸展形成了众多的NS向正断层系统(Blisniuk et al., 2001)以及时限为26~13 Ma的钾质和超钾质岩浆岩(Turner et al., 1993; Miller et al., 1999; Zhao et al., 2009),构成长达1 500 km的冈底斯岩浆带(图1)。钾质岩主要呈小体积侵入体产出,在冈底斯斑岩铜矿带断续产出(Hou et al., 2004; Chung et al., 2009),超钾质岩主要呈火山岩产出,断续分布于冈底斯南缘(Zhao et al., 2009)。

1.4 中拉萨地体

中拉萨地体由新元古代—寒武纪结晶基底和古生代—中生代沉积盖层构成,以侏罗纪—白垩纪火山-岩浆岩大面积发育为特征(Zhu et al., 2011)。在北拉萨地体南缘,即弧背断隆带(潘桂棠等, 2006),因逆冲推覆作用而出露石炭纪—二叠纪变沉积岩和奥陶纪变陆缘碎屑岩系。大面积分布的中生代弧花岗岩侵入体侵位年龄集中于147~102 Ma,小体积分布的强过铝花岗岩侵位年龄变化于145~73.5 Ma,记录了以班公湖-怒江洋为代表的新特提斯的俯

冲消减和北拉萨地体的地壳初始加厚过程(Zhu et al., 2009)。同碰撞期花岗岩及斑岩体(62~53 Ma; 秦克章等, 2008; 高一鸣等, 2011)断续分布于南、中拉萨地体界线附近, 侵位于石炭纪—二叠纪变沉积岩系(图1)。

综上所述, 冈底斯新生代斑岩成矿系统虽然均发育在大陆碰撞带背景, 但其分布却受卷入新生代碰撞造山过程的不同地体控制。其中, 主碰撞期斑岩矿床主要发育在以中生代弧花岗岩和古生代变沉积岩系为特色的北拉萨地体南缘, 晚碰撞期斑岩矿床主要形成于以中生代弧火山-沉积岩系为主体的泽当弧地体内, 而后碰撞期斑岩铜矿则集中发育在以冈底斯花岗岩基为特色的南拉萨地体中。

2 主要成矿带及其斑岩成矿系统特征

产出于冈底斯碰撞带的3条斑岩型矿带及其典型矿床, 已有许多学者做了系统描述和深入研究, 本文将其主要特征总结如下(表1)。

2.1 念青唐古拉铅锌成矿带

该成矿带位于南拉萨地体北缘的念青唐古拉中生代岛链隆起带上(图2, 唐菊兴等, 2009), 是继冈底斯斑岩铜矿带之后新发现的一条东西延伸达数百公里的斑岩-矽卡岩型 Pb-Zn-Ag-Mo 多金属成矿带(孟祥金等, 2003; 杜欣等, 2004, 2010; 侯增谦等, 2006b; 程顺波等, 2008; 连永牢等, 2009; 高一鸣等, 2009; 唐菊兴等, 2009)。该成矿带严格受近 EW 向展布的措勤-旁多逆冲带控制。由于印度-亚洲大陆碰撞, 奥陶纪浅变质岩系和石炭系—二叠系陆缘碎屑岩-碳酸盐岩沉积建造沿措勤-旁多逆冲带大量出露, 部分被始新世帕那组火山-沉积岩系不整合覆盖(图2, 潘桂堂等, 2006)。成矿带内岩浆活动强度较冈底斯带明显减弱, 主要由燕山晚期弧花岗岩岩基(130~127 Ma, 高一鸣等, 2011)、新生代同碰撞花岗岩侵入体(62~53 Ma, 秦克章等, 2008; 高一鸣等, 2011)及林子宗火山岩系(64~43 Ma, 莫宣学等, 2003)构成。

目前, 该成矿带内已发现多个大型-超大型银铅锌矿床, 以矽卡岩型和斑岩型矿化为特征, 前者主要

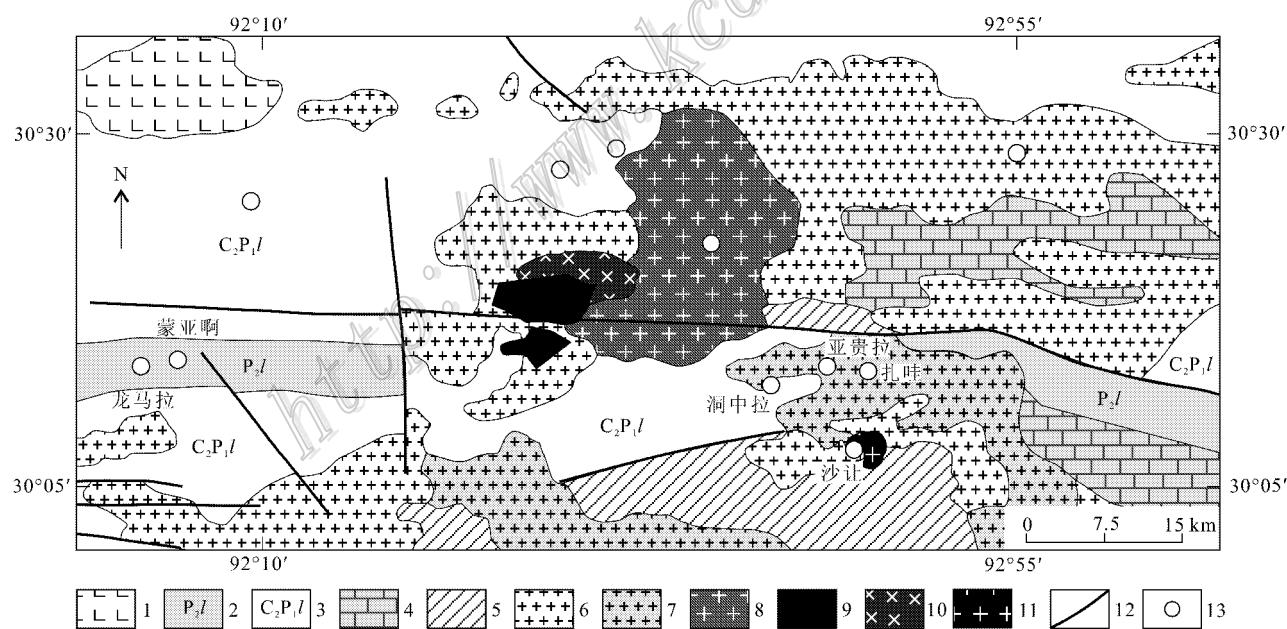


图2 冈底斯北部念青唐古拉铅锌钼多金属成矿带地质简图(引自黄克贤等, 2012)

1—古近系林子宗火山岩; 2—中二叠统洛巴堆组碳酸盐岩夹中基性火山岩及凝灰质砂岩; 3—上石炭统—下二叠统来姑组; 4—石炭系—二叠系; 5—奥陶世浅变质沉积岩; 6—晚白垩世花岗岩; 7—白垩纪花岗闪长岩; 8—白垩纪二长花岗岩; 9—白垩纪辉绿岩; 10—白垩纪花岗岩斑岩; 11—古新世花岗岩类; 12—断裂; 13—矿床(矿点)

Fig. 2 Simplified geological map of the northern Gangdese belt showing the distribution of Pb-Zn deposits

(modified after Huang et al. 2012)

1—Paleogene Lizong volcanic rock; 2—Middle Permian Luobadui Formation; 3—Upper Carboniferous-Lower Permian Laigu Formation; 4—Carboniferous-Permian strata; 5—Ordovician metamorphic rocks; 6—Late Cretaceous granite; 7—Cretaceous granodiorite; 8—Cretaceous monzogranite; 9—Cretaceous diabase; 10—Cretaceous granitic porphyry; 11—Paleogene granitoid; 12—Fault; 13—Ore deposit (ore spot)

表 1 冈底斯带不同碰撞阶段斑岩成矿系统特征对比

Table 1 Summary of the porphyry deposit systems in different evolution stages (main-, late- and post-collisional stages) of the Gangdese belt

成矿年 龄/Ma	斑岩年 龄/Ma	构造 阶段	矿体侵 入岩	含矿 斑岩	岩浆亲 和性	围岩 蚀变	矿体形态	矿化类型	金属组合	金属硫化 物组合	$\delta^{34}\text{S}$	$P-T$ 条件	流体来源
主碰撞期 斑岩型矿 化(以 沙让为 例)	52~54	主碰撞 造山 阶段	小体积、 浅位、多 期相	花岗斑 岩和石 英斑岩 为主	过铝质 高钾 钙碱性 系列	自外向为硅 化绢云母化 带、硅化泥 化带、泥化 带、泥化带、 深部发育少 量钾硅酸盐 化,显示蚀变 分带	矿床呈全岩矿 化特征 产于石英斑 岩中, Pb-Zn 矿体呈层状、 似层状产于 砂卡岩中	以脉状、网脉状 辉钼矿矿化 及平直石英 辉钼矿脉为 主,少量为浸 染状矿化,呈 星点状分布 在角砾岩的 基质矿化和 微细辉钼矿 脉状矿化	斑岩及其接触 带以 Mo 矿 化为主	早期,辉钼矿+ 少量黄铁矿; 晚期,黄铁矿 +钛铁矿			
	64~66	主碰撞 造山 阶段	小体积、 浅位、多 期相	石英斑 岩	过铝质 高钾 钙碱性 系列	砂卡岩化、绿泥 石化、绿帘石 化、硅化、绢 云母化等	Mb 矿体呈脉状 产于石英斑 岩中, Pb-Zn 矿体呈层状、 似层状产于 砂卡岩中	辉钼矿呈平直 石英矿脉产 出, Pb-Zn 矿 体呈层状、浸 染状产于砂 卡岩中	Mb 矿化为主, 外围为 Pb-Zn 矿化	闪锌矿、方铅 矿、磁黄铁 矿、黄铁矿			
晚碰撞期 砂卡岩型 矿化(以 努日 为例)	23.6	晚碰撞 走滑 阶段	小体积、 浅位、多 期相	闪长岩	富钾埃 达克 岩	早期为石榴子 石化、透辉石 化、阳起石 化、绿帘石 化、晚期为绿 泥石化、碳酸 盐化、绢云母 化、硅化和黄 铁矿化	矿体呈层状、似 层状	块状、细脉浸染 状为主	W-Cu-Mo 为主	白钨矿、黄铜 矿、辉钼矿+黄 铁矿	-0.32~ 1.75	砂卡岩期:绿帘 石 350~ 400°C;石英硫 化物期:石英 230~330°C	砂卡岩期:流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 3.22%~ 15.47%;石英硫化物 期:流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 5.41%~ 12.28%
	30	晚碰撞 走滑 阶段	小体积、 浅位、多 期相	钾长 花岗 岩和二 长花岗 斑岩 为主	富钾埃 达克 岩	钾硅酸盐化、青 磐岩化、绢云 母化和泥化、 但蚀变分带 不明显	矿床呈全岩矿 化,空间形 态成筒状、透 镜状	细脉浸染型矿 化为主,细脉 型矿化和浸 染状矿化次 之	斑岩及其接触 带为 Mo-Cu 组合	早期,辉钼矿+ 黄铜矿+黄 铁矿;晚期, 黄铁矿+斑 铜矿			
后碰撞期 斑岩型矿 化(冈 底斯斑 岩铜矿 带)	15.12	后碰撞 伸展 阶段	小体积、 浅位、多 期相	二长 花岗 岩和石 英二长 斑岩	富钾埃 达克 岩	早期中心相为 钾硅酸盐化、 外围青磐岩 化,晚期过渡 相绢云母化 和中深泥化	主矿体产于接 触带,部分全 岩矿化,空 间形态成筒 状,不规则状	细脉浸染型矿 化为主,细脉 型矿化和浸 染状矿化次 之	斑岩及其接触 带为 Cu-Mo 组合,外围为 Pb-Zn-Ag 组 合	早期,黄铜矿+ 黄铁矿+辉 钼矿+磁黄 铁矿;晚期,黄 铁矿+斑铜 矿+磁铁矿	-3.9~ 0.3	早期温度:400~ >600°C;晚期 温度:200~ 350°C	早期:岩浆水盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 34%~53%; 晚期:与天水混合,盐 度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ <12%

产于石炭纪—二叠纪碳酸岩建造内及其层间滑脱带内,呈层状或似层状产出,以蒙亚啊和洞中拉矿床为代表(图2);后者主要产于同碰撞期形成的多期多相斑岩杂岩体内,以沙让钼矿床为代表(Zhao et al., 2012)。此外,两类矿化也共生于同一矿区,例如亚贵拉矿区,斑岩型矿化与古新世石英斑岩或花岗斑岩有关,矽卡岩型矿化产于斑岩侵位的古生代灰岩地层中(唐菊兴等, 2009;高一鸣等, 2009, 2011;赵俊兴等, 2011;黄克贤等, 2012)。

沙让钼矿床是主碰撞期斑岩型钼矿床的典型代表,产于由石英闪长岩、石英二长岩、花岗岩和花岗斑岩构成的杂岩体内,成矿作用与穿切其他岩体的花岗斑岩密切相关。花岗斑岩体内含有微细粒镁铁质包体(Zhao et al., 2012)均遭受强烈的热液蚀变,产生典型的环状蚀变分带,岩体中心主要为钾硅酸盐化,向外渐变为绿帘石-绿泥石化→硅化→绢云岩化→黏土化等蚀变。斑岩矿化以网脉状和平直脉状矿化为主,浸染状矿化次之。金属硫化物主要为辉钼矿,少量黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和方铅矿等(唐菊兴等, 2009;赵俊兴等, 2011)。含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄为 (53.8 ± 0.4) Ma, 辉钼矿 Re-Os 年龄为 (51 ± 1.0) Ma(Zhao et al., 2012),反映成岩成矿时间相关不大。

2.2 克鲁-冲木达铜金钨成矿带

该成矿带位于冈底斯带的南缘,夹持于雅鲁藏布江缝合带之间,产于所谓的泽当火山岩浆弧上(图3)。该成矿带内出露了三叠系姐德秀组碎屑岩-碳酸盐岩建造、白垩系麻木下组钙碱性岛弧火山岩及碳酸盐岩-碎屑岩建造以及白垩系比马组岛弧安山岩-英安岩-沉积岩系,并被新近纪罗布莎岩群不整合覆盖。其中,三叠系姐德秀组系印度被动大陆边缘沉积产物,麻木下组和比马组是泽当火山岩浆弧的重要记录。与火山活动相伴随岩浆侵入至少有 3 期:晚白垩世时期以辉长岩、辉长闪长岩和花岗闪长岩为主(95~88 Ma,张松, 2012);主碰撞期(65~40 Ma)以辉长岩、花岗闪长岩、石英二长闪长岩和二长花岗岩为主;晚碰撞期(30~24 Ma)以闪长玢岩、石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩和花岗斑岩为主。

克鲁-冲木达铜金钼钨成矿带呈东西向展布,宽 10~20 km,延伸大于 60 km,区内已发现多个颇具规模的矿床(图3)。其成矿作用主要与晚碰撞期花岗岩岩浆作用有关,并以斑岩型和矽卡岩型矿化为特征(李光明等, 2006a, 2006b;梁华英等, 2010;闫学义等, 2010a; 2010b),分别以明则 Mo 矿床和努日大型 Mo-W-Cu 矿床为代表。

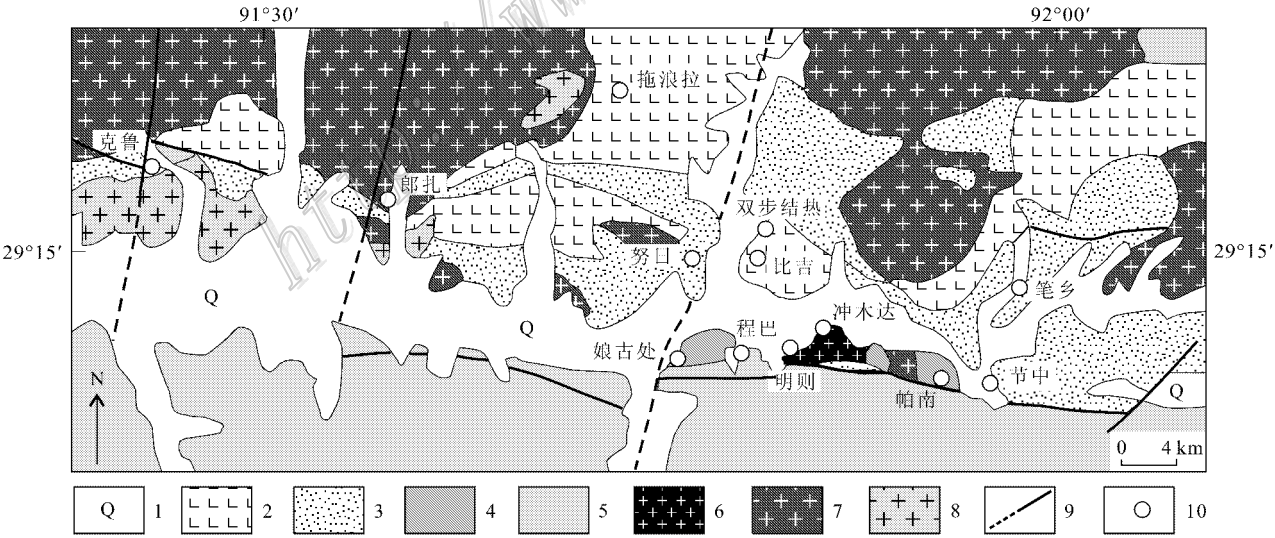


图3 冈底斯南缘克鲁-冲木达钼铜成矿带地质简图(引自张松等, 2012)

1—第四系沉积物;2—林子宗火山岩;3—白垩纪火山-沉积岩;4—白垩纪沉积岩;5—三叠系碎屑岩、碳酸盐岩;6—渐新世花岗岩类;7—始新世花岗岩类;8—晚白垩世花岗岩类;9—断裂;10—矿床(点)

Fig. 3 Simplified geological map of the Kulu-Chongmuda Mo-Cu mineralization belt(modified after Zhang et al. 2012)
1—Quaternary, 2—Paleogene Lizizong volcanic rock, 3—Cretaceous volcanic-sedimentary strata, 4—Cretaceous sedimentary strata, 5—Triassic clastic strata intercalated with limestone, 6—Oligocene granitoids, 7—Eocene granitoids, 8—Late Cretaceous granitoids, 9—Fault, 10—Ore deposit (ore spot)

在明则矿区,冲木达花岗闪长岩和黑云角闪二长花岗岩呈岩基产出,明则含矿斑岩呈岩株侵位于岩基之中。含矿斑岩以二长花岗斑岩为主,花岗斑岩次之,含有大量微细粒镁铁质包体(MME),并伴有强烈的热液蚀变,发育钾长石化、绢云母-伊利石化、硅化、高岭土化和方解石化等蚀变,但分带现象不明显。该矿床以Mo矿化为主,伴生Cu矿化,矿石以石英细脉-网脉状、平直石英脉状和浸染状矿化为特征,矿石矿物以辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿为主。已有锆石U-Pb定年显示,明则含矿斑岩侵位于 (30.4 ± 0.3) Ma (Zheng et al., 2012b)。在努日矿区,白垩系麻木下组和比马组火山-沉积岩系广泛出露,推断斑岩体隐伏产出。顺层产出的矽卡岩化大量发育,伴有强烈的Mo-W-Cu矿化。经勘查共探获金属资源量钼2.86万吨[$w(\text{Mo}) 0.065\%$],钨16万吨[$w(\text{WO}_3) 0.22\%$],铜48.72万吨[$w(\text{Cu}) 0.7\%$],达大型规模(陈金标等, 2010;江化寨等, 2011)。主矿体主要呈层状-似层状,产于南北向展布的透辉石石榴子石矽卡岩中。矿石矿物主要呈浸染状、细脉浸染状、条带状、团块状分布于矽卡岩中。矿石矿物组合主要为黄铜矿、辉钼矿、白钨矿、黄铁矿、磁黄铁矿等。脉石矿物为绿泥石、绿帘石、石榴子石、透辉石、透闪石、石英、硅灰石、阳起石、方解石及长石等。显微镜观察发现,黄铜矿、辉钼矿和白钨矿在同一石英细脉内产出,显示3种金属矿物为同期矿化的结果。采自矽卡岩矿石的9件辉钼矿Re-Os年龄为23.4 Ma(张松等, 2012),含黄铜矿石英脉热液黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为23.8 Ma(张松等, 2012),表明努日矽卡岩型铜钼矿床应形成于24 Ma左右。

2.3 冈底斯中新世斑岩铜矿带

冈底斯中新世斑岩铜矿带位于雅鲁藏布江缝合带北侧和南拉萨地体南缘(图1B)。含矿斑岩体侵位受近EW向展布的冈底斯弧花岗岩基和近NS向正断层系统控制,在空间上东西断续成带,长达700 km,南北串珠成列,延伸80 km(侯增谦等, 2004; 2007; Hou et al., 2009)。含矿岩体一般为多期多相斑岩杂岩体,空间上多呈近等轴状,出露面积一般为几平方公里不等。岩石组合以花岗闪长岩-钾(二)长花岗岩(二长)花岗斑岩为主。与Cu-Mo矿化有关的岩石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., 2004; 杨志明等, 2009),不同程度地含有微细粒镁铁质包体(MME)。

与矿化相伴的热液蚀变强烈发育,由杂岩体中心向外围依次发育钾硅酸盐化、黄铁-绢英岩化、青磐岩化蚀变,最晚的高级泥化蚀变以带状或者补丁状叠加在早期蚀变之上。时间上,Cu-Mo矿化主要与钾硅酸盐化和黄铁-绢英岩化蚀变有关,不同矿床具有一定的差异性。Cu矿化主要发生在早期的钾硅酸盐化蚀变阶段,Mo矿化常形成于钾硅酸盐化向黄铁-绢云母化转化阶段(Hou et al., 2009; 杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009);空间上,深成矿化既可产在斑岩体中,也可产在围岩之中。深成矿化主要以脉状、细脉状、微细脉状(浸染状)产出(杨志明等, 2009)。各矿床中最为常见的硫化物是黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿和辉钼矿,部分矿床发育次生富集带,出现辉铜矿、铜蓝、孔雀石等。

3 斑岩岩浆系统及其地球化学特征

在冈底斯带,与矿化相伴的斑岩系统多为多期多相侵入杂岩体,一般包括成矿前石英闪长和花岗闪长岩侵入体、成矿期斑岩岩瘤岩株(stock)和成矿期后闪长玢岩(或辉长岩墙、煌斑岩脉)和碱长岩岩脉。与杂岩体相伴,斑岩体顶部或旁侧有时发育爆破角砾岩筒。含矿斑岩均不同程度地包含微细粒镁铁质包体(MME),多发生强烈的热液蚀变。本文仅就最弱蚀变的含矿斑岩及其MME的岩石地球化学特征进行对比。

3.1 含矿斑岩地球化学

后碰撞期含Cu-Mo斑岩主要岩相为花岗闪长斑岩和二长花岗斑岩,常含斜长石、角闪石和黑云母斑晶,偶含硬石膏斑晶,反映出岩浆为富水高 $f(\text{O}_2)$ 长英质岩浆。多数含矿斑岩 $w(\text{SiO}_2)$ 变化于62%~70%之间,主要为高钾钙碱性系列和钾玄岩系列,以高K为特征(图4A),区别于典型的弧环境含矿斑岩。晚碰撞期含Mo-W-Cu斑岩主要岩相为二长花岗斑岩和花岗斑岩,常与花岗闪长岩伴生,含斜长石、钾长石、石英和少量黑云母斑晶;主碰撞期含Mo斑岩主要岩相为花岗斑岩,常呈小岩株侵入成矿前石英闪长岩和石英二长岩中,常含钾长石、斜长石和石英斑晶,偶含黑云母斑晶,反映出含 $\text{Mo} \pm \text{Cu} \pm \text{W}$ 岩浆为高度进化的富水长英质岩浆。两类斑岩 $w(\text{SiO}_2)$ 变化于68%~76%,具有高钾钙碱性系列向钾玄岩系列过渡趋势(图4A),反映出大陆碰撞带含矿岩浆的高K特征。

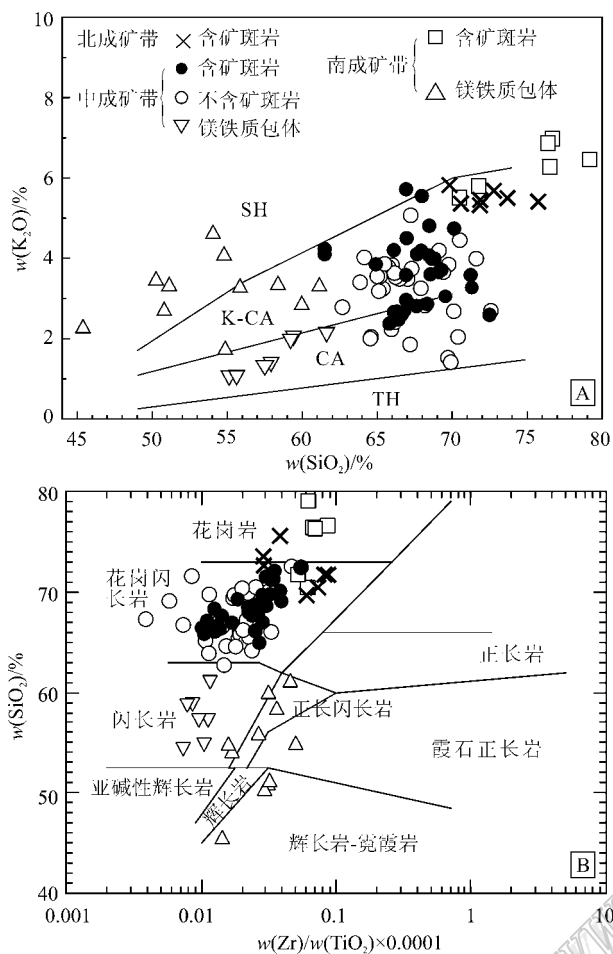


图4 冈底斯最弱蚀变的含矿斑岩及其MME的 SiO_2 - K_2O 图(A)(据Peccherillo et al., 1976)和 SiO_2 -Zr/Ti

图(B)(据Winchester et al., 1977)

SH—钾玄岩系列; K—CA—高钾钙碱性系列; CA—钙碱性系列; TH—拉斑玄武岩系列; 北成矿带数据引自高一鸣等(2011), Zhao等(2012); 中成矿带数据引自Hou等(2004; 2012a), Guo等(2007), Gao等(2007; 2010), 杨志明等(2009), Xu等(2010), Zheng等(2012a); 南成矿带数据引自Zheng等(2012b)

Fig. 4 SiO_2 versus K_2O diagram (A) (after Peccherillo et al., 1976) and SiO_2 versus Zr/Ti diagram (B) (after Winchester et al., 1977) for the ore-bearing porphyry and MME.

SH—shoshonitic, K—CA—high-K calc-alkaline, CA—Calc-alkaline, TH—Tholeiitic. Data of the northern belt after Gao et al. (2011), Zhao et al. (2012); Central belt after Hou et al. (2004; 2012a), Guo et al. (2007), Gao et al. (2007; 2010), Yang et al. (2009), Xu et al. (2010), Zheng et al. (2012a); Southern belt after Zheng et al. (2012b)

后碰撞期含矿斑岩通常显示LREE富集型配分型式, 缺乏明显的负Eu异常(图5A)。晚碰撞期含矿斑岩以MREE强烈亏损为特征(图5B), 反映了斜长石和角闪石的强烈分离结晶作用。主碰撞含矿斑岩REE配分型式类似于后碰撞期斑岩, 但具有明显的负Eu异常和较高的HREE丰度(图5C)。后碰撞

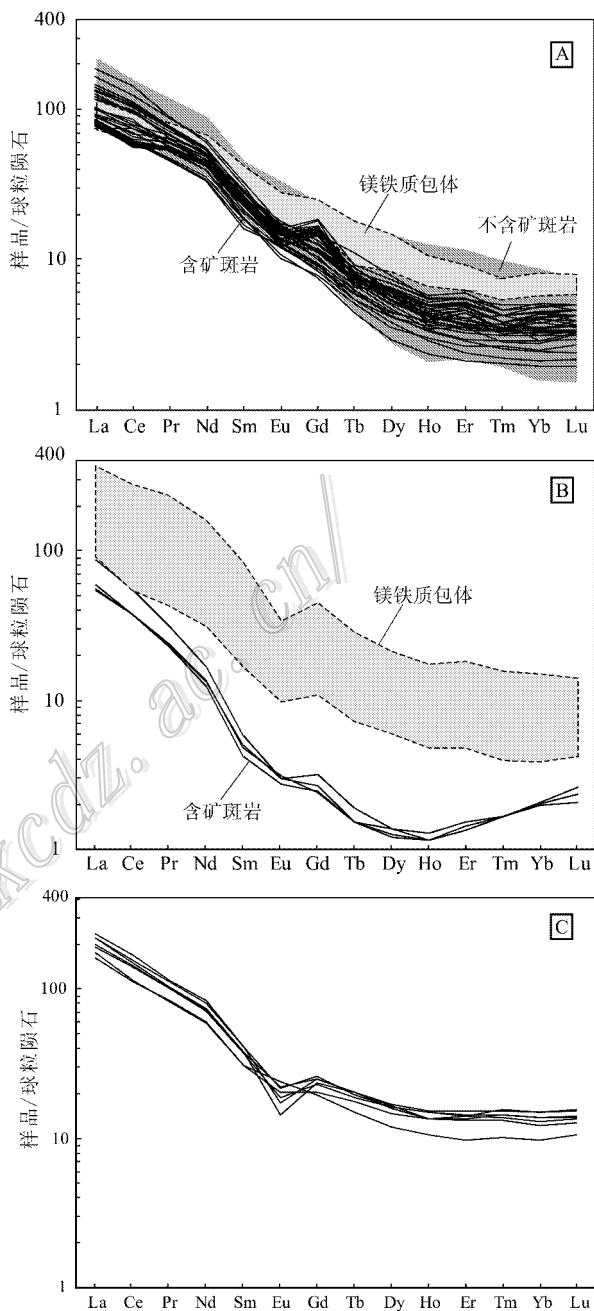


图5 冈底斯后碰撞期(A)、晚碰撞期(B)和主碰撞期(C)含矿斑岩及MME的REE配分型式(数据源同图4)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of the MME and the host granites from the post-(A), late-(B) and main-collisional stage (C) in the Gangdese belt. Chondrite normalizing values after Sun et al. (1989). Data from the same source as Fig. 4

期含矿斑岩显示出明显的HFSE(Nb, Ta, P, Ti)亏损和LILE(Rb, Ba, K)富集(图6A), 类似于来自富集地幔楔形区的弧岩浆, 或反映了一种相对富水而角闪石和金红石在部分熔融过程中得以残留的岩浆

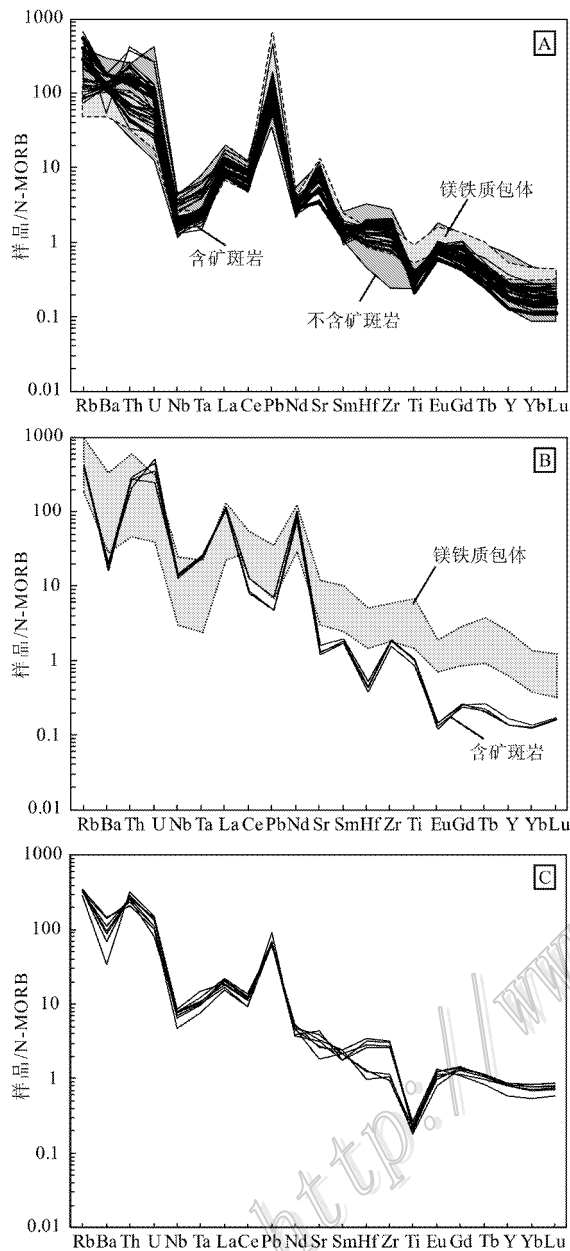


图 6 冈底斯后碰撞期(A)、晚碰撞期(B)和主碰撞期(C)含矿斑岩及 MME 的微量元素蛛网图(数据源同图 4)

Fig. 6 N-MORB normalized multi-element profiles of the MME and the host granites from the post-(A), late-(B) and main-collisional stage (C) in the Gangdese belt. N-MORB normalizing values after Sun et al. (1989). Data from the same source as Fig. 4

源区特征(Hou et al., 2004)。晚碰撞期含矿斑岩总体上也显示出类似的富 LILE 贫 HFSE 特征,但具有异常明显的 Ba、Ce、Eu 负异常和 Th、Nd 正异常(图 6B)。主碰撞期含矿斑岩则显示出 Nb、Ta、Ba、Ce 负异常和 Th、Pb 正异常(图 6C),反映了含 Mo 斑岩更

多地具有大陆壳成因(Hawkesworth et al., 1997; Rapp et al., 2002; Wang et al., 2006)。

后碰撞期含矿斑岩通常具有较低的 $\omega(Y)$ ($3.7 \times 10^{-6} \sim 19.7 \times 10^{-6}$) 和 $\omega(Yb)$ ($0.27 \times 10^{-6} \sim 1.47 \times 10^{-6}$) 和较高的 Sr/Y 比值(12.2~201.5)及 La/Yb 比值(12.2~84.8),显示出典型的埃达克岩(Adakite)特征(图 7; Defant et al., 1990; Stern et al., 1996; Martin, 1999)。晚碰撞期含矿斑岩虽然也具有类似的低 $\omega(Yb)$ 和 $\omega(Y)$ 以及 Sr/Y 和 La/Yb 比值,处于埃达克岩范围内,但因其极低的 $\omega(Al_2O_3)$ (11%~15%) 极高的 $\omega(SiO_2)$ (>70%) 和强烈亏损的 MREE,有别于典型的埃达克岩。主碰撞期含矿斑岩则因具有较高的 $\omega(Y)$ ($16 \times 10^{-6} \sim 25 \times 10^{-6}$) 和 $\omega(Yb)$ ($1.7 \times 10^{-6} \sim 2.6 \times 10^{-6}$),明显不同于埃达克岩(图 7)。

后碰撞期含矿斑岩($^{87}Sr/^{87}Sr$) 变化于 0.7052~0.7062, $\epsilon_{Nd}(t)$ 变化于 -4.8~0.9 之间(Hou et al., 2004, 2012a),其 Sr-Nd 同位素组成显著不同于洋壳熔融形成的埃达克岩(Kay, 1978; Kay et al., 1993; Stern et al., 1996),也有别于西藏下地壳(Miller et al., 1999),总体类似于新生镁铁质加厚下地壳来源的埃达克质岩石(Atherton et al., 1993),处于雅鲁藏布江蛇绿岩套 MORB 与西藏下地壳之间(图 8)。主碰撞期含矿斑岩($^{87}Sr/^{87}Sr$) 变化于 0.7061~0.7068, $\epsilon_{Nd}(t)$ 变化于 -3.4~-4.6 之间(Zhao et al., 2012),其 Sr-Nd 同位素组成总体上类似于后碰撞期斑岩,但以相对较高的($^{87}Sr/^{87}Sr$) 和较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 为特征(图 8)。晚碰撞期含矿斑岩 Sr-Nd 同位素组成介于上述两者之间,显示出过渡特征(图 8)。所有 3 组含矿斑岩均处于亏损地幔与西藏下地壳混合线上。

后碰撞期含矿斑岩中岩浆锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 变化于 6.2~10.7 之间,其模式年龄(T_{DM}^C)变化于 400~698 Ma 之间(Hou et al., 2012a)。与同时期不含矿斑岩相比 [$\epsilon_{Hf}(t) = -4.2 \sim 5.3$; $T_{DM}^C = 744 \sim 1608$ Ma], 其以较高的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 正值和较小的 T_{DM}^C 为特征。主碰撞期闪长岩的岩浆锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 变化于 -1.5~1.6 之间, T_{DM}^C 变化于 1019~1219 Ma 之间(图 9; 高一鸣等, 2011)。晚碰撞期含矿斑岩的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值 (1.2~3.8) 和 T_{DM}^C (656~1504 Ma) 也居于上述两者之间(Chung et al., 2009; Zheng et al., 2012b),显示出过渡特征(图 9)。

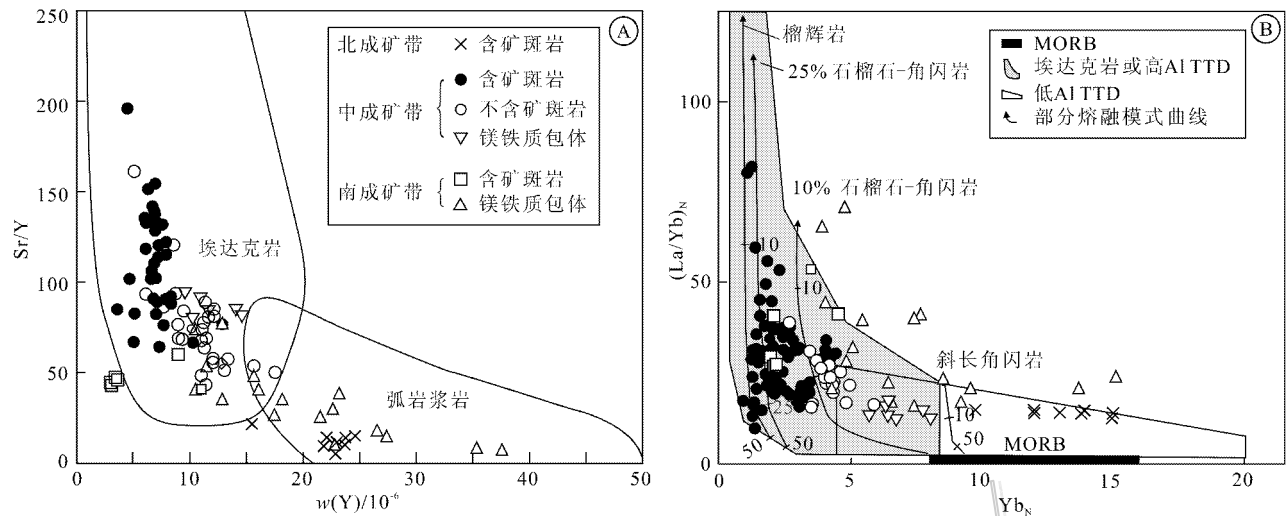


图 7 冈底斯含矿斑岩的 Sr/Y - Y 图(A)和 $(La/Yb)_N$ - Yb_N 图(B)(数据源同图 4)

Fig. 7 Sr/Y versus Y diagram (A) and $(La/Yb)_N$ versus Yb_N diagram (B) of the ore-forming porphyries in the Gangdese belt (Data from the same source as Fig. 4)

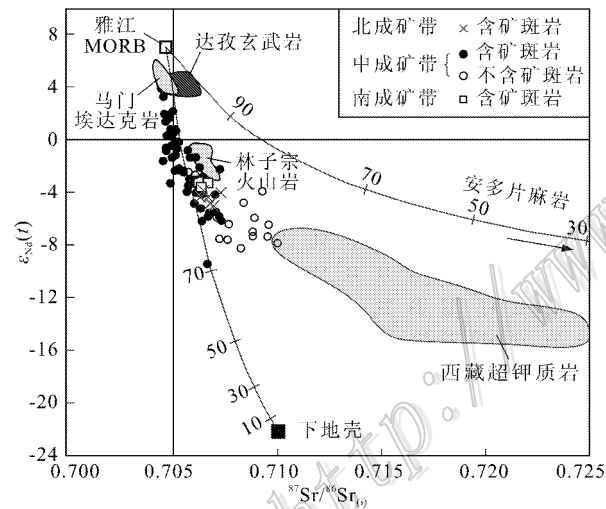


图 8 冈底斯含矿斑岩的 Sr - Nd 同位素组成图
雅鲁藏布江 MORB、中国东部下地壳资料来自 Hou 等(2004),
亏损地幔与古老下地壳混合端员资料引自 Miller 等(1999)
其他数据源同图 4

Fig. 8 Sr versus Nd isotopic data of the ore-forming porphyries in the Gangdese belt
Yarlung Zangbo River MORB and lower crust of eastern China after Hou et al. (2004), depleted mantle and ancient lower crust after Miller et al. (1999). Data from the same source as Fig. 4

3.2 MME 地球化学特征

冈底斯碰撞带含矿斑岩均不同程度地含有微细粒镁铁质包体(MME)。这些 MME 直径 2~6 cm 不等,常发育快速淬火形成的冷凝边或与主岩反应形成的长英质晕边,其内部往往出现石英球粒(ocelli)。

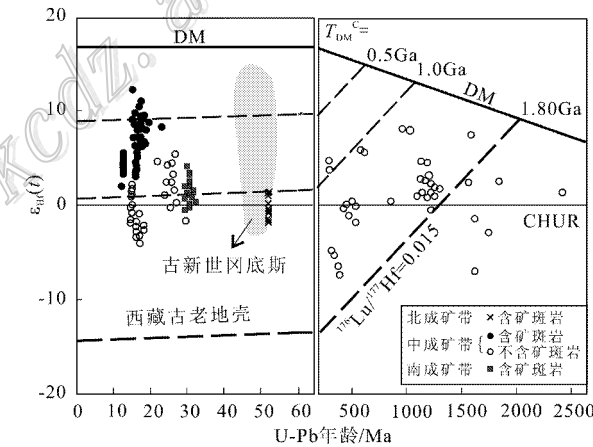


图 9 冈底斯含矿斑岩的岩浆锆石年龄-Hf 同位素组成图
北成矿带数据引自高一鸣等(2011);中成矿带数据引自 Chung 等(2009) 杨志明等(2009), Xu 等(2010), Hou 等(2012a; 2012b), Zheng 等(2012a); 南成矿带数据引自 Zheng 等(2012b)

Fig. 9 $\epsilon_{Hf}(t)$ versus U-Pb ages of zircons from the ore-forming porphyries in the Gangdese belt
Data of the northern belt after Gao et al. (2011); central belt after Chung et al. (2009), Yang et al. (2009), Xu et al. (2010), Hou et al. (2012a; 2012b) and Zheng et al. (2012a); Southern belt after Zhang et al. (2012b)

长石巨晶和针状磷灰石,结晶年龄与主岩一致(杨志明等 2008a; Zheng et al., 2012b),反映含矿斑岩岩浆曾经发生程度不等的岩浆混合作用。这些 MME 似乎与成矿后闪长岩脉或煌斑岩脉有着千丝万缕的联系。

由于早期的岩浆混合和后期的热液蚀变, MME

显示出较大的成分变异,其中,弱蚀变 MME 的 $w(\text{SiO}_2)$ 变化于 50%~63%,具有钙碱性系列和钾玄岩系列特征(图 4)。它们除具有相对较低的 $w(\text{K}_2\text{O})$ 外,其他主要元素成分总体类似于冈底斯中新世超钾质岩。

这些 MME 具有类似的微量元素地球化学特征,即相对富集 LILE,亏损 HFSE(图 5),显示出典型的弧岩浆特征(Pearce et al., 1993)。它们通常具有异常高的 $w(\text{Cu})$ 和 $w(\text{Mo})$ (图 11),例如,在驱龙矿区, MME 含 $w(\text{Cu})$ 高达 $1.071 \times 10^{-6} \sim 1.287 \times 10^{-6}$ 并伴有大量岩浆成因的金属硫化物-氧化物(黄铜矿、斑铜矿、磁铁矿)产出(杨志明等, 2008a)。

这些 MME 具有与主岩类似但偏大的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和偏小的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (图 8)。例如,在驱龙矿区, MME 的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 变化于 1.0~2.1 之间, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 变化于 0.7049~0.7050 之间(杨志明等, 2008a),位于驱龙矿区 Sr-Nd 同位素阵列的顶端(图 8)。其岩浆锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 与主岩类似,变化于 10.6~6.4(图 9);在明则矿区 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 变化于 -4.9~-2.6 之间, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 变化于 0.7060~0.7072 之间(Zheng et al., 2012a; 2012b),也位于明则 Sr-Nd 同位素阵列的顶端(图 9),其岩浆锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化于 2.3~5.5 之间,稍高于主岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(图 9)。

4 讨 论

4.1 含矿斑岩的起源演化

冈底斯含矿斑岩的一个基本事实是:含 Mo 斑岩偏酸性 [$w(\text{SiO}_2)$ 68%~75%],含 Cu 斑岩偏中性 [$w(\text{SiO}_2)$ 62%~70%],而含 Mo-W-Cu 斑岩介于其间(图 4A)。这要么反映了含 Mo 岩浆比含 Cu 岩浆有更低的初始 H_2O 含量,从而要求更为强烈的岩浆进化以达到 H_2O 饱和状态,要么反映了不同的矿化金属组合对应于不同酸度的初始岩浆。目前,没有直接的证据证明含 Cu 岩浆比含 Mo 岩浆更富 H_2O ,但有充分的证据表明含 Mo 岩浆比含 Cu 岩浆经历了更强烈的结晶分异作用,这些证据包括:① 含 Mo 斑岩具有相对高的 Rb/Sr 比值;② 明显的负 Eu 异常(图 5)和③ 强烈的 MREE 亏损(图 5)。然而,根据含 Cu 和含 Mo 斑岩的斑晶组合和结晶分异程度简单估算,含 Mo 岩浆的确比含 Cu 岩浆具有更高的 SiO_2 含量,而含 Mo-W-Cu 岩浆介于两者之间,这意

味着 3 种不同矿化金属组合的岩浆具有不同的初始岩浆成分,经历了不同的岩浆起源演化过程。

冈底斯含矿斑岩另一个重要的地球化学特征是:后碰撞期含 Cu 斑岩具有埃达克岩地球化学亲和性(图 7),晚碰撞期含 Mo-W-Cu 的初始岩浆具有埃达克岩特征(Zheng et al., 2012b),而主碰撞期含 Mo 岩浆更多地显示出壳源岩浆特征(图 7)。关于冈底斯后碰撞期含 Cu 埃达克质岩浆的成因,已经提出几种模式:① 俯冲板片物质改造的岩石圈地幔熔融(Gao et al., 2007; 2010),② 加厚的西藏下地壳(Chung et al., 2003)或俯冲的印度下地壳熔融(Xu et al., 2010),③ 加厚的新生镁铁质下地壳熔融(Hou et al., 2004; Chung et al., 2009),④ 俯冲的新特提斯洋壳板片熔融(Qu et al., 2004)。含矿斑岩普遍含有 MME 为岩石圈地幔熔融模式带来生机,但是,正如 Zheng 等(2012a, 2012b)所论证,变异的岩石圈地幔熔融通常产生钾质-超钾质岩浆(Miller et al., 1999; Zhao et al., 2009)或似 MME 镁铁质岩浆,而 MME 岩浆可能与埃达克质岩浆发生混合,但不能结晶分异产生埃达克质岩浆。年轻的俯冲洋壳板片经历榴辉岩相变质后发生部分熔融,通常可以产生富 Na 的埃达克岩(Defant et al., 1990),然而,它无法解释冈底斯含矿斑岩的富 K 特征和明显偏离 MORB 的 Sr-Nd 同位素特征(图 8)。拉萨地体 137 Ma 的马门埃达克岩被认为来自俯冲的新特提斯洋壳板片(Zhu et al., 2009),其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (0.7041~0.7051), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (3.7~5.8) 和锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (11~15.5) 组成类似于 MORB,明显不同于冈底斯含矿斑岩(图 8)。俯冲的印度大陆下地壳组成已被藏南 35~46 Ma 的二云母花岗岩所记录(Zeng et al., 2011; Hou et al., 2012b),该岩石具有典型的埃达克岩特征,其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) > 0.7120$ 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-15.0~-8.9) 组成也显著区别于冈底斯含矿斑岩(图 8),反映出俯冲于拉萨地体之下的印度大陆下地壳不可能成为冈底斯含矿斑岩的岩浆源区。

产生冈底斯新生代埃达克质斑岩的最大可能性是加厚的西藏镁铁质下地壳部分熔融(Hou et al., 2004, 2009, 2011)。然而,后碰撞期含 Cu 斑岩的高 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 正值(>6),较小的模式年龄 $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 400 \sim 698$ Ma 和相对高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-6.2~2.2),表明该岩浆的形成有大量来自软流圈的幔源组分参与。这有两种可能性:① 卷入幔源组分的新生下地壳的直接熔融产生埃达克质岩浆,和/或② MME 组分的幔源岩

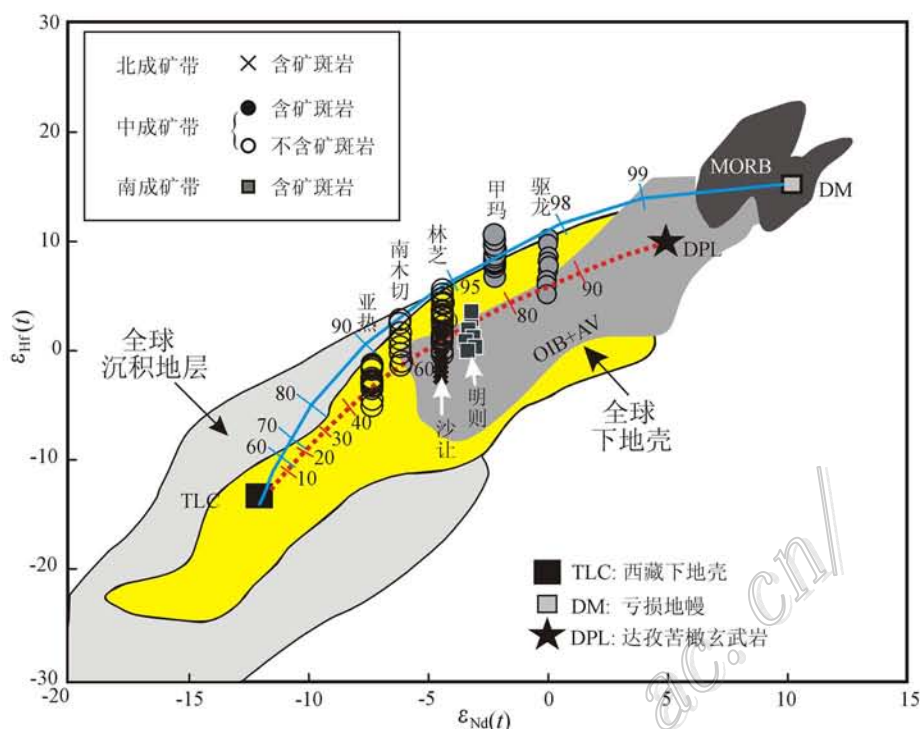


图 10 冈底斯含矿斑岩的 Nd-Hf 同位素组成图

主要端元数据为: 西藏古老下地壳 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -14$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28246$, $w(\text{Hf}) = 1.8 \times 10^{-6}$ 及 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -12.5$ (Vervoort et al., 1999a; 1999b); $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511997$, $w(\text{Nd}) = 26 \times 10^{-6}$ (Miller et al., 1999); 亏损地幔: $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 16.55$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28333$, $w(\text{Hf}) = 0.199 \times 10^{-6}$ (Griffin et al., 2000); $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 10$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$, $w(\text{Nd}) = 0.713 \times 10^{-6}$ (Griffin et al., 2000); 达孜苦橄玄武岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 9.7$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28314$, $w(\text{Hf}) = 1.30 \times 10^{-6}$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 5.2$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512905$, $w(\text{Nd}) = 9.26 \times 10^{-6}$ (Gao et al., 2008); 达孜苦橄玄武岩熔岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 1.36 \epsilon_{\text{Nd}}(t) + 2.95$ (Vervoort et al., 1999a; 1999b); 甲玛、林芝数据引自 Chung 等 (2009), 沙让数据引自高一鸣等 (2011),

明则数据引自 Zheng 等 (2012b), 其余数据引自 Hou 等 (2012a)

Fig. 10 Relationship between $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of magmatic zircons and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values of host porphyries of the ore-forming porphyries in the Gangdese belt

Lower crust of Tibet: $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -14$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28246$, $w(\text{Hf}) = 1.8 \times 10^{-6}$, and $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -12.5$ (after Vervoort et al., 1999a; 1999b); $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511997$, $w(\text{Nd}) = 26 \times 10^{-6}$ (after Miller et al., 1999); DM: $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 16.55$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28333$, $w(\text{Hf}) = 0.199 \times 10^{-6}$ (after Griffin et al., 2000); $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 10$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$, $w(\text{Nd}) = 0.713 \times 10^{-6}$ (after Griffin et al., 2000); Dazi basalt: $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 9.7$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28314$, $w(\text{Hf}) = 1.30 \times 10^{-6}$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 5.2$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512905$, $w(\text{Nd}) = 9.26 \times 10^{-6}$ (after Gao et al., 2008); Dazi basalt lava: $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 1.36 \epsilon_{\text{Nd}}(t) + 2.95$ (after Vervoort et al., 1999a; 1999b); Jiama and Linzhi after Chung et al. (2009), Sharang after Gao et al. (2011), Mingze after Zheng et al. (2012b), other data after Hou et al. (2012a)

浆与下地壳熔融产生的埃达克质岩浆发生混合。MME 与主岩岩浆混合势必会影响后者的地球化学特征, 但影响程度尚难以定量评估。然而, 这些含 Cu 斑岩的 Nd-Hf 同位素组成处于全球范围镁铁质下地壳范围内 (图 10; Dobosi et al., 2003), 反映含 Cu 岩浆的主体应来源于加厚的镁铁质下地壳。地球物理探测表明, 在平均厚达 65~75 km 的冈底斯带深部 60 km 处, 存在一个厚约 14~20 km 的高速层 ($V_p = 7.2 \sim 7.5$ km/s) (Kind et al., 1996; Owen et al., 1997), 被解释为镁铁质岩浆大规模底侵作用

形成的高密度 (> 3.0 g/cm³) 的高压含石榴子石镁铁质岩层 (Owen et al., 1997)。这表明, 产生中新世含 Cu 斑岩的西藏镁铁质下地壳, 很可能是幔源岩浆大规模底侵形成的新生下地壳 (Hou et al., 2009)。所有后碰撞期含 Cu 斑岩在 Sr-Nd 和 Nd-Hf 同位素组成图中均处在亏损地幔端元与古老地壳端元的混合线上 (图 8), 也证实了这一推断。

主碰撞期含 Mo 斑岩的成因显然不能用加厚的镁铁质新生下地壳熔融来解释, 尽管其 Nd-Hf 同位素组成也处于全球下地壳范围内 (图 10), Sr-Nd 同

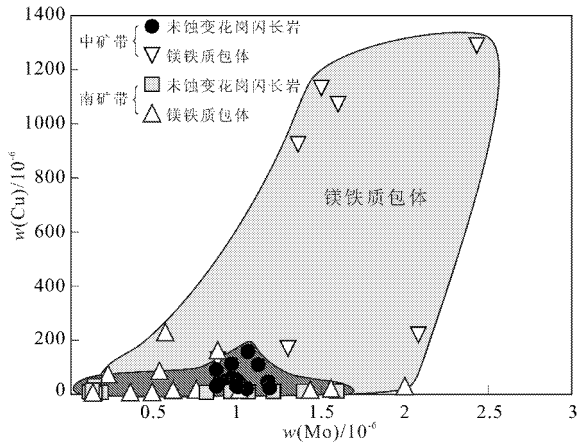


图 11 冈底斯含矿斑岩中 MME 的 Cu-Mo 图
数据引自杨志明等(2009) Zheng 等(2012b)

Fig. 11 Cu content versus Mo content diagram of the MME in the host porphyries from the Gangdese belt
Data after Yang et al. (2009), Zheng et al. (2012b)

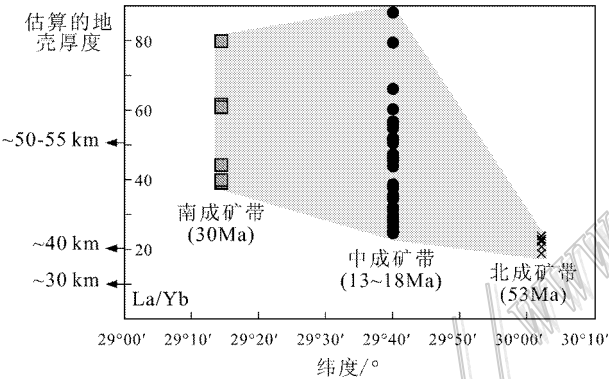


图 12 冈底斯含矿斑岩的 La/Yb 比值与岩浆起源深度关系图(据 Kay and Kay, 2002 修改)
数据源同图 4

Fig. 12 La/Yb ratios of the ore-forming porphyries in the Gangdese belt (modified after Kay and Kay, 2002)
Data from the same source as Fig. 4

位素组成处于亏损地幔与古老地壳混合线上(图 8)。这些含 Mo 斑岩具有较高的 Y 和 Yb 含量,反映其岩浆源区不存在石榴子石,也即,岩浆形成时,中拉萨地体没有显著加厚,其源区深度应小于 45 km(Wolf et al., 1991; Rapp et al., 1995; Xiong, 2006)。根据含 Mo 斑岩 La/Yb 比值判断,岩浆起源深度在 40 km 左右(图 12)。根据含 Mo 斑岩的高 Yb 含量和原始地幔标准化的 Nb 和 Ta 亏损,判断其岩浆源区以角闪石为主体,很可能是含有少许斜长石的角闪岩(Zhao et al., 2012)。据其低 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-1.5~1.6)

和高 T_{DM}^{C} 值(1 019~1 219 Ma)推断,含 Mo 岩浆的形成主要源于古老地壳物质的贡献。然而,与秦岭造山带含 Mo 斑岩相比,冈底斯含 Mo 斑岩具有更大的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值,也即,更偏离古老下地壳(图 8)。这意味着,要么是冈底斯含 Mo 岩浆源区卷入了一定量的幔源组分,要么是含 Mo 岩浆演化过程中注入了较多的幔源熔体(如 MME)。

Zhu 等(2011)基于跨越拉萨地体的 4 条 NS 向廊带的岩浆岩锆石 Hf 同位素组成变化,提出中拉萨地体具有古老下地壳,而北拉萨地体和南拉萨地体(含泽当弧地体)则为新生下地壳。这一结果与笔者的推断相一致(图 13、14),即,主碰撞期含 Mo 斑岩主体来自古老下地壳,而后碰撞期和晚碰撞期含矿斑岩则来自于加厚的镁铁质新生下地壳。

4.2 含矿斑岩的金属、S 和 H₂O 来源

如上所述,跨越冈底斯南北不同性质的下地壳及其组成变化,从根本上决定了含矿斑岩的金属组合。古老下地壳产出富 Mo 斑岩,新生下地壳产出富 Cu 斑岩。这一推断可以得到 Sr-Nd-Hf 同位素模拟计算证实。假定冈底斯新生代岩浆源区存在亏损地幔组分(如达孜苦橄玄武岩和 MORB 组分)与古老地壳物质不同程度的混合,如果不考虑 MME 对斑岩成分的影响,简单的模拟计算表明,形成含 Cu 岩浆要求 80% 以上的地幔物质卷入,形成含 Mo 岩浆要求超过 20% 的古老地壳物质贡献。这意味着,含矿斑岩的 Cu 主要来源于幔源物质贡献,而 Mo 则来源于古老地壳物质的贡献(侯增谦, 2010)。Hou 等(2012a)系统对比了冈底斯后碰撞含矿与贫矿斑岩,发现幔源物质贡献量大小直接影响斑岩岩浆的含矿性和斑岩铜矿的金属 Cu 吨位,作为一级近似,含矿斑岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) + \epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与斑岩铜矿的金属 Cu 吨位存在明显的正相关关系。研究发现,卷入大量幔源物质的含矿斑岩主要集中于冈底斯带的中段,而大量古老地壳物质贡献的贫矿斑岩则主要分布于冈底斯带的东段和西段(图 13)。这些资料证实,幔源物质向斑岩岩浆系统提供了金属 Cu。

幔源物质主要通过 2 种方式向斑岩岩浆系统提供了金属 Cu。其一是大规模底侵于地壳底部的地幔熔体,其凝固结成为新生下地壳重要组成部分。在部分熔融过程中,自地幔熔体淀积的金属硫化物发生重熔,释放出大量金属 Cu 和 Au 进入斑岩岩浆系统(Richards, 2009);其二是热的富含金属的地

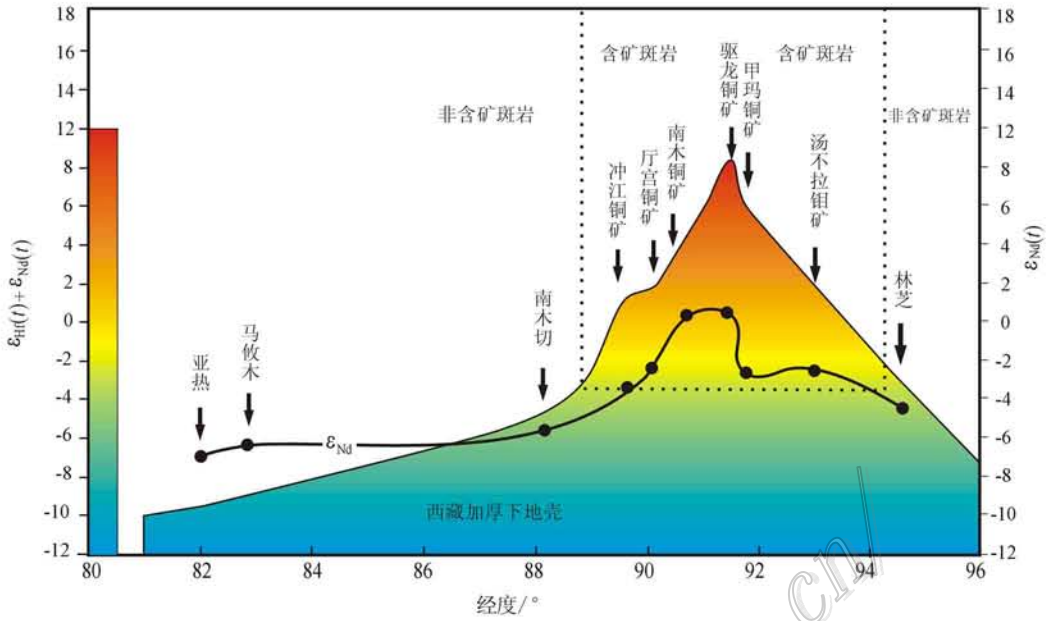


图 13 冈底斯中新世斑岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) + \epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值随经度的变化图(据 Hou et al., 2012a)

甲玛、南木、冲江 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 数据引自 Hou 等(2004), 南木切、厅宫 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 数据引自 Xu 等(2010), 汤不拉 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 数据引自王宝弟等(2009).
其余数据引自 Hou 等(2012a; 2012b)

Fig. 13 Variations in $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t) + \epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values for the ore-forming porphyries along the strike in the Gangdese belt
 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of Jiamā, Nanmu, Chongjiang after Hou et al. (2004); Nanmuqie, Tinggong after Xu et al. (2010), Tangbula after Wang et al. (2009).
Data from the same source as Fig. 4

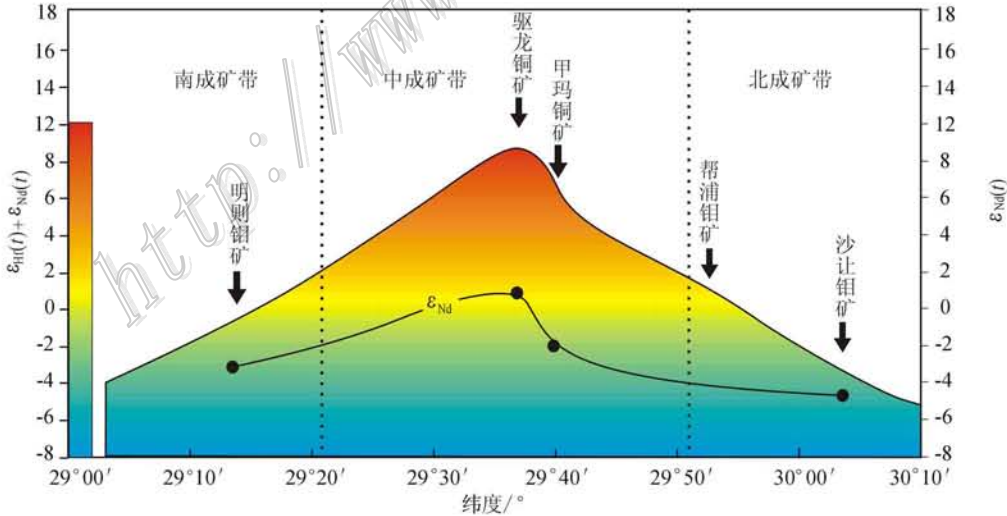


图 14 冈底斯含矿斑岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) + \epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值随纬度的变化图

明则 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 数据引自 Zheng 等(2012a; 2012b); 驱龙数据引自杨志明等(2009); 甲玛数据引自 Hou 等(2004), Chung 等(2009);
邦浦数据引自罗茂澄等(2011); 沙让数据引自高一鸣等(2011), Zhao 等(2012)

Fig. 14 Variations in $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t) + \epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values for the ore-forming porphyries from south to north in the Gangdese belt
 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ of Mingze after Zheng et al. (2012a; 2012b); Qulong after Yang et al. (2009); Jiamā after Hou et al. (2004),
Chung et al. (2009); Bangpu after Luo et al. (2011); Sharang after Gao et al. (2011), Zhao et al. (2012)

幔熔体直接向冷的长英质岩浆中注入,来自地幔熔体的富 Cu、Au 和 S 的超临界流体进入斑岩岩浆系统(Hattori, 1993; Hattori et al., 2001)。在现有研究程度下,我们还不能对这 2 种方式做出定量判断。

古老地壳物质熔融可以直接产生含 Mo 岩浆,已被秦岭造山带众多斑岩 Mo 矿所证实(侯增谦等, 2009)。然而,比较后碰撞期贫矿斑岩与沙让含 Mo 斑岩,发现后者有稍高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) + \epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(图 14),暗示其形成有稍多的幔源物质贡献。一种可能的解释是,以 MME 为标志的少量幔源熔体直接注入了含 Mo 斑岩岩浆系统。如下所述,尽管幔源熔体不一定提供多少金属 Cu 和 Mo,但却提供了大量的 S 和 H₂O,从而使斑岩系统产生了广泛的热液蚀变和强烈的硫化物矿化。

大量研究表明,含矿岩浆富水(约 4%)是形成斑岩型矿床的关键因素(Candela et al., 1984; Candela, 1992; Richards, 2003, 2009; Hou et al., 2009; 2012a)。冈底斯后碰撞期斑岩铜矿的成矿流体均来自岩浆出溶流体,矿床发育广泛的热液蚀变,无疑证明这些含矿斑岩是富水的。Richards(2009)和 Hou 等(2009)分别将这些含矿岩浆的富水性归结为早期弧岩浆在下地壳的富水堆积体(如角闪岩)发生熔融或下地壳熔融过程中的角闪石发生分解。然而,充分水化的角闪岩含水仅为 1%,其熔融或分解均难以使含矿斑岩岩浆中的 $\omega(\text{H}_2\text{O})$ 达到 4%。换句话说,含矿岩浆要求一个额外的和外在的 H₂O 源。尽管人们广泛接受斑岩型矿床的金属和 S 源来自斑岩本身(Burnham, 1979),然而,长英质岩浆通常具有很低的 S 溶解度($< 300 \times 10^{-6}$; Wallance et al., 1992; 1994)和很低的 Cu、Au 含量。简单地计算也表明,即使 40~50 km³ 的岩浆体能够提供一个大型 Cu 矿的金属,也难以提供足够量的 S(Dilles et al., 1995; Hattori et al., 2001)。这意味着,一个大型斑岩型矿床的形成也同样要求额外的和过剩的 S。Hattori(1993)观察表明,在菲律宾 Mount Pinatubo 活火山,镁铁质熔体在向上运移和侵位过程中释放了大量的富含金属的超临界流体(H₂O + SO₂ + CO₂)(Hattori, 1993; Hattori et al., 2001; Wallace et al., 1994),例如,该火山在 1991 年向大气圈排泄了 20 Mt 的 SO₂(Bluth et al., 1992)。SO₂ 进入长英质岩浆后,被还原成 H₂S,并引起长英质岩浆氧化(Hattori, 1993)。类似的过程也可能会出现在冈底斯新生代斑岩成矿系统,不仅为下地壳源区熔融提供了自由水,而且向

长英质岩浆供给了大量 S 和金属。支持这种推断的主要证据包括:① 冈底斯新生代含矿斑岩通常发育 MME,显示出岩浆混合特征;② MME 中常含有大量岩浆成因的金属硫化物(杨志明等, 2008a; 2008b);部分 MME 具有异常高的 Cu 含量(图 11);③ 含矿斑岩岩浆具有相对较高的 $f(\text{O}_2)$ (Xiao et al., 2012);④ 斑岩型矿床硫化物通常具有接近 0 的 $\delta^{34}\text{S}$ 组成(Qu et al., 2007);⑤ 脉石英中广泛出现富 CO₂ 的流体包裹体(杨志明等, 2008a; 2008b)。

总之,在冈底斯带,以 MME 为标志的幔源熔体注入长英质岩浆,至少为斑岩岩浆系统提供了大量的 H₂O 和 S。来自于地壳的金属 Mo 常常与亲地壳元素 Pb、Zn、W 紧密共生,形成斑岩 Mo 矿(如明则、沙让)和矽卡岩型 Pb-Zn-Mo 矿床(如亚贵拉矿床)及 Mo-W-Cu 矿床(如努日矿床),来自幔源物质的金属 Cu 常常与 Mo 和 Au 共生,产生斑岩 Cu-Mo-Au 矿床(如驱龙等)。

4.3 成矿环境与矿化式样

在冈底斯,至少有 3 种主要成矿环境,决定了斑岩型矿床的热液系统特征和主要矿化式样:① 含碳酸盐建造的沉积岩系环境,② 大型花岗岩基环境,和③ 层火山-沉积环境。

含碳酸盐建造的沉积岩系环境:主要发育于中拉萨地体和泽当弧地体。在中拉萨地体,由于自北而南的逆冲推覆,奥陶系—二叠系碎屑岩-碳酸盐岩建造广泛出露,呈近 EW 向展布。以主碰撞期花岗岩类为主的侵入体及其派生的热液-成矿系统,发育于含碳酸盐建造的沉积岩系之下部。其中,古生代灰岩与碳质板岩接触界面,作为重要的层间滑脱带(高一鸣等, 2011),为热液流体的侧向运移提供了通道,覆盖于灰岩之上的黑色岩系作为不透水的封档层,阻止了热液流体的向外排泄,从而导致了似层状或层控矽卡岩型 Pb-Zn-Mo 矿床的发育(高一鸣等, 2009, 2011)。同样,在泽当弧地体,厚达 400 m 的白垩系碳酸盐建造因被晚碰撞期斑岩侵位而发生强烈的矽卡岩化,而在碳酸盐建造顶、底板产出的粉砂岩及凝灰岩作为不透水层,导致了热液流体的侧向迁移,从而形成线状展布的层控矽卡岩型 Mo-W-Cu 矿床(陈雷等, 2011)。不论是在中拉萨地体还是在泽当弧地体,在矽卡岩壳层和角岩层的封闭下,大量的热液流体围绕斑岩岩株中心式活动,形成自钾硅酸盐化向外经石英-绢云母化到青磐岩化的蚀变分带,Mo 矿化主要发育在钾硅酸盐化带和石英-绢

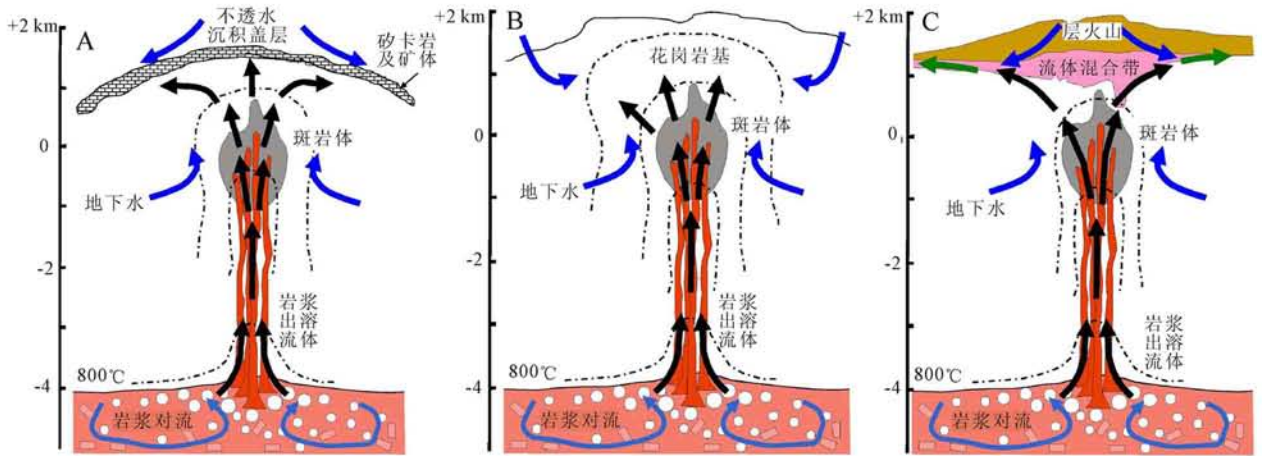


图 15 冈底斯不同成矿环境下斑岩及热液系统特征

Fig. 15 Hydrothermal system of porphyry deposits in different circumstances in the Gangdese belt

云母化带(图 15A)。

大型花岗岩基环境: 主要发育于南拉萨地体的冈底斯弧花岗岩基带,以驱龙、厅宫、冲江等矿床为代表。含矿斑岩主要呈岩株和岩枝侵位于中生代弧花岗岩基和中新世后碰撞花岗岩闪长岩侵入体内部,岩株顶部及边部发育隐爆角砾岩筒。热液流体通常围绕斑岩体向外围活动,形成以岩株为核心的蚀变分带,自斑岩岩株及角砾岩筒经花岗岩闪长岩至外围,形成钾硅酸盐化蚀变带、石英-绢云母-绿泥石带和青磐岩化带(Yang et al., 2009)。斑岩 Cu-Mo 矿化主要发育于钾硅酸盐化阶段,斑岩体全岩矿化,矿体主要发育在花岗岩闪长岩内(图 15B)。

层火山-沉积环境: 尽管这种环境的成矿床尚未发现,但相信其应广泛地发育于沿冈底斯带分布的林子宗火山岩覆盖区。由于差异剥露,厚度不等的林子宗火山岩得以大面积残留,很可能覆盖大量含矿斑岩侵入体。可能的实例来自冈底斯东段的夏玛日地区,区内含矿斑岩虽未出露,但大面积的热液蚀变广泛发育。这种层火山-沉积层将导致热液流体侧向流动,岩浆流体与天水混合产生大面积热液蚀变盖层(alteration blanket),自热液中心向外围,黏土化带、石英-绢云母-伊利石化带和青磐岩化带依次展布。深部斑岩体很可能伴随 Cu-Mo 矿化,而上部蚀变盖层则可能发育浅成低温热液 Au-Cu 矿化(图 15C)。

总之,由于含矿岩浆起源演化和成矿地质环境的差异性,导致了后碰撞斑岩带主体形成斑岩型 Cu-Mo 矿床,而主碰撞和晚碰撞斑岩带主体产生为斑岩

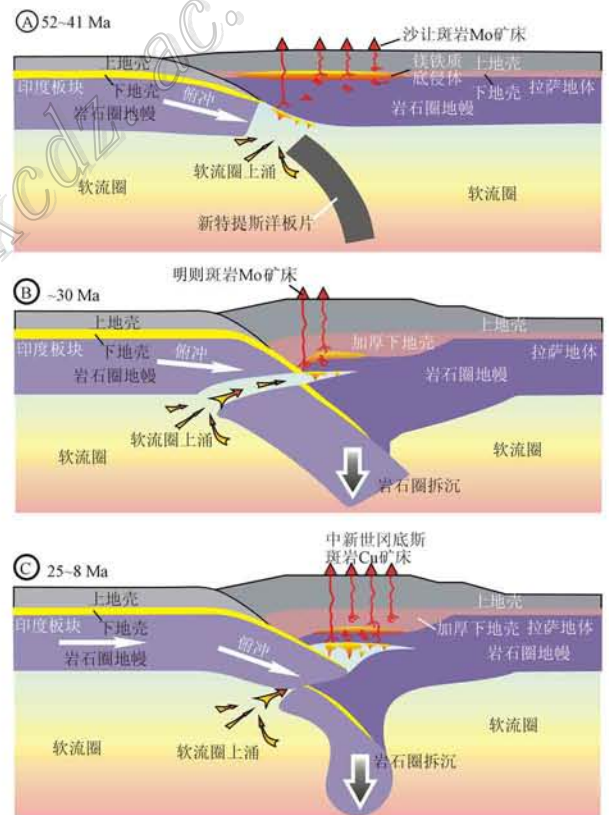


图 16 青藏高原大陆碰撞带构造-岩浆演化及斑岩成矿作用示意图

Fig. 16 Schematic illustrations of evolution of the Tibetan continental orogenic zone during Cenozoic

型 Mo 矿和斑岩-砂卡岩型 Pb-Zn-Mo 或 Mo-W-Cu 矿床。

4.4 深部机制与构造模型

许多学者依据青藏高原深部地球物理探测资料和地质-地球化学研究,提出了不同的碰撞造山构造演化模式(Yin et al., 2000; Ding et al., 2003; Chung et al., 2005, 2009; Hou et al., 2009; Zhao et al., 2009; Zheng et al., 2012b)。冈底斯新生代斑岩成矿系统的时空分布和成因研究为这些模型提供了新的限制。

尽管印度与亚洲大陆的初始碰撞时间尚未取得一致认识,但更多的新证据指向65~55 Ma(见:Yin et al., 2000及其参考文献)。这种陆陆碰撞导致拉萨地体中-下地壳发生强烈缩短(Mo et al., 2007),同碰撞花岗岩(65~50 Ma; Ji et al., 2009)和林子宗火山岩系(64~43 Ma; 莫宣学等, 2003)沿冈底斯带大量发育。大约在52~40 Ma,俯冲的新特提斯洋壳板片与附着其后的印度大陆板片发生断离(侯增谦等, 2006a),导致软流圈穿过板片窗上涌,诱发幔源岩浆活动,形成串珠状的辉长岩体(约50 Ma; 董国臣等, 2005)。林子宗镁铁质火山岩(岳雅慧等, 2006)和达孜苦橄玄武质次火山岩(42~38 Ma; Gao et al., 2008),沿冈底斯带断续分布,同时伴有近EW向展布的正断层发育(岳雅慧等, 2006)。穿过板片窗上涌的软流圈也诱发了中拉萨地体下地壳部分熔融,产生含Mo岩浆,沿中/南拉萨地体边界侵位,形成北冈底斯Pb-Zn-Mo成矿带及其斑岩Mo矿床(图16A)。

于晚碰撞期(40~30 Ma),伴随印度大陆继续向北俯冲和楔入,青藏高原东缘发生以大规模走滑/剪切为标志的构造转换和以钾质岩及煌斑岩为特征的强烈岩浆活动(侯增谦等, 2006b),南拉萨地体及泽当弧地体则发生地壳加厚和岩浆活动间歇。大约在30 Ma前后,加厚的高密度地壳逐渐失稳而发生断离(break-off)或拆沉(delamination)(Chung et al., 2005),断离窗首先出现于雅鲁藏布江古缝合带南侧,透过断离窗的高热流引起新生的镁铁质地壳熔融,角闪榴辉岩相下地壳熔融产生花岗闪长岩浆(Chung et al., 2009),而稍浅部的石榴子石角闪岩相下地壳熔融产生二长花岗岩和花岗岩浆(Zheng et al., 2012b),沿泽当弧地体发育。少量幔源熔体注入浅部地壳岩浆房,并与花岗质岩浆有限混合,产生含MME的花岗斑岩,伴有斑岩Mo矿和斑岩-矽卡岩型Mo-W-Cu矿床形成(图16B)。

进入后碰撞期(25~13 Ma),印度大陆继续俯

冲,板片断离作用向北更大规模扩展(Mahéo et al., 2002; Hou et al., 2004)。前者“关闭”30 Ma前后的板片断离窗口,沿泽当弧地体的岩浆活动戛然而止;后者导致幔源岩浆上涌底侵,不仅为镁铁质的新生加厚下地壳熔融提供热能,而且释放出大量含Cu富S的流体,使加厚下地壳在富水条件下发生部分熔融,产生含Cu、富水、高 $f(\text{O}_2)$ 长英质岩浆(Hou et al., 2012a)。同时,长英质岩浆与幔源岩浆的有限混合则使含矿岩浆更富金属、S和水。在地壳伸展环境,岩浆浅成侵位和流体快速分凝,形成斑岩Cu矿床(图16C)(Hou et al., 2009)。

5 结 论

基于对青藏高原大陆碰撞带含矿斑岩岩浆起源、演化及斑岩成矿作用的综合研究,可以得出大陆碰撞带斑岩型矿床的若干基本认识:

(1) 大陆碰撞的不同阶段均可产生富S、含 H_2O 、富成矿金属的长英质斑岩岩浆系统。不同于岩浆弧型含矿斑岩,碰撞型含矿岩浆主要来源于碰撞带镁铁质地壳的部分熔融。随着陆陆板块的不断碰撞,下地壳不断加厚,含矿岩浆的起源深度也随之逐渐变深,含矿斑岩的地球化学亲和性则由非埃达克岩向埃达克岩演变。

(2) 碰撞型含矿斑岩岩浆的时空分布,受控于大陆碰撞带不同演化阶段的壳/幔结构和深部过程。在碰撞早期,俯冲的大洋板片与大陆板片之间的断离导致软流圈上涌及幔源岩浆上侵,诱发镁铁质地壳的部分熔融,在大陆俯冲板片前缘上部发育含矿斑岩系统;在碰撞晚期或后期,持续俯冲的大陆板片断离或加厚岩石圈拆沉,诱发软流圈上涌及幔源岩浆上侵,导致加厚的镁铁质地壳广泛熔融,含矿斑岩系统在靠近俯冲大陆一侧大规模线性分布。

(3) 含矿斑岩岩浆系统乃至斑岩成矿带的发育规模,主要取决于下地壳源区获得深部热能的持续时间。被大陆俯冲板片“关闭”断离窗的时间越短,所产生的含矿岩浆规模越小。由于软流圈及幔源岩浆可能通过“断离窗”上涌和上侵,因此,含矿岩浆得以在大陆碰撞带整体挤压局部伸展或压-张转换的环境下浅成侵位,形成含矿斑岩系统。

(4) 碰撞型斑岩岩浆的金属来源,取决于下地壳源区成矿金属的可用性。含Cu岩浆来源于新生的镁铁质加厚下地壳,卷入下地壳的幔源物质及其

硫化物重熔,为斑岩岩浆系统提供了 Cu 和 S,含 Mo 岩浆来源于古老的镁铁质为主的下地壳,后者为斑岩岩浆系统提供了 Mo 和 S。斑岩岩浆在穿过厚地壳运移就位过程中,可以从岩浆源区或上部地壳萃取部分 Pb、Zn、W 等亲地壳金属。

(5) 含矿斑岩通常含有微细粒镁铁质包体,后者常常富含金属 Cu、S 和 H_2O 。来自富集地幔的幔源岩浆底侵于地壳熔融带或注入壳源长英质岩浆房,不仅为下地壳熔融提供了富水条件,而且可能向斑岩岩浆系统提供了部分 Cu、S 和 H_2O 。

(6) 碰撞型斑岩成矿系统受控于斑岩就位的地壳环境。斑岩侵位于大型岩基或变质基底环境,发育典型的斑岩型 Cu-Mo 成矿系统。斑岩侵位于上覆的碳酸盐建造,可形成斑岩型-矽卡岩型 Mo-Cu-Pb-Zn-W 成矿系统。斑岩侵位于上覆的层火山-沉积岩系,可形成斑岩型 Cu-Mo 和浅成低温热液型 Au-Cu 成矿系统。

志 谢 研究中得到 973 项目专家组地学前辈、项目团队成员的指导和帮助。野外工作中得到西藏地矿系统和在西藏开展地质矿产工作的众多地质同仁和前辈们的大力帮助和支持。特别感谢对冈底斯带找矿突破和地质研究做出贡献的同事们,没有他们的辛勤劳动和努力工作,就无法深化对大陆碰撞带斑岩成矿作用的认识和理解。

参考文献/References

陈金标,方树元,陈银来. 2010. 西藏东冈底斯山南矿集区成矿地质特征及找矿前景展望[A]. 经济发展方式转变与自主创新——第十二届中国科学技术协会年会(第一卷) [C]. 1-8.

陈雷,秦克章,李光明,肖波,李金祥,江化寨,陈金标,赵俊兴,范新,韩逢杰,黄树峰,据宜太. 2011. 西藏山南努日铜钨钼矿床矽卡岩地球化学特征及成因[J]. 地质与勘探, 47(1): 78-88.

陈玉水,王成东,杜庆安. 2011. 西藏山南明则矿区斑岩型钼矿地质特征及外围找矿预测[J]. 地质与勘探, 47(1): 31-35.

程顺波,庞迎春,曹亮. 2008. 西藏蒙亚阿砂卡岩铅锌矿床的成因探讨[J]. 华南地质与矿产, 3: 50-56.

董国臣,莫宣学,赵志丹,王亮亮,周肃. 2005. 拉萨北部林周盆地林子宗火山岩层序新议[J]. 地质通报, 24: 549-557.

杜欣,刘俊涛,王亚平. 2004. 西藏拉屋铜钨钼多金属矿床地质特征及成因研究[J]. 矿产与地质, 18(5): 410-449.

杜欣,燕长海,陈俊魁,高明,李新发. 2010. 西藏亚贵拉铅锌多金属矿床的地质特征[J]. 地质调查与研究, 33(4): 257-265.

范新,陈雷,秦克章,肖波,李金祥,李秋平,陈玉水,陈金标,赵俊兴,李光明,黄树峰,据宜太. 2011. 西藏山南地区明则斑岩钼矿床蚀变矿化特征与成矿时代[J]. 地质与勘探, 47(1): 89-99.

高一鸣,陈毓川,唐菊兴,杜欣,李新法,高明,蔡志超. 2009. 西藏工布江达县亚贵拉铅锌、钼多金属矿床石英斑岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义[J]. 地质学报, 83(10): 1436-1444.

高一鸣,陈毓川,王成辉,侯可军. 2011. 亚贵拉-沙让-洞中拉矿集区中生代岩浆岩 Hf 同位素特征与岩浆源区示踪[J]. 矿床地质, 30(2): 279-291.

高永丰,侯增谦,魏瑞华. 2003. 冈底斯晚第三纪地球动力学意义[J]. 岩石学报, 19(3): 418-428.

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): 27-29.

侯增谦,吕庆田,王建安,李晓波,王宗起,王二七. 2003. 初论陆-陆碰撞与成矿作用[J]. 矿床地质, 22(4): 319-333.

侯增谦,高永丰,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(2): 1-10.

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,赵志丹,江思宏,孟祥金,李振清,秦克章,杨志明. 2006a. 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(4): 337-358.

侯增谦,潘桂棠,王建安,莫宣学,田世洪,孙晓明,丁林,王二七,高永丰,谢玉玲,曾普胜,秦克章,许继峰,曲晓明,杨志明,杨竹森,费红彩,孟祥金,李振清. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 25(5): 521-543.

侯增谦,曲晓明,杨竹森,孟祥金,李振清,杨志明,郑绵平,郑有业,聂凤军,高永丰,江思宏,李光明. 2006c. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用[J]. 矿床地质, 25(6): 629-651.

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(2): 332-351.

侯增谦,杨志明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床: 基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. 地质学报, 83(12): 1779-1817.

侯增谦. 2010. 大陆碰撞成矿论[J]. 地质学报, 84(1): 30-58.

黄克贤,郑远川,张松,李为,孙清钟,李秋耘,付强,梁维,侯增谦. 2012. 西藏亚贵拉矿区两期不同含矿岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 31(1): 348-360.

黄树峰,江善元,江化寨,陈玉水. 2011. 西藏山南铜多金属成矿系统及走滑转换构造应力场分析[J]. 地质与勘探, 47(1): 1-10.

江化寨,曾海良,吴志山. 2011. 西藏山南努日矿区层状矽卡岩型铜钨钼矿床地质特征及深部找矿预测[J]. 地质与勘探, 47(1): 71-77.

江万,莫宣学,赵崇贺,郭铁鹰,张双全. 1999. 青藏高原冈底斯带中段花岗岩类及其铁质微包体地球化学特征[J]. 岩石学报, 15(1): 89-97.

李才,和钟铨,李惠民. 2003. 青藏高原南羌塘基性岩墙群 U-Pb 和 Sm-Nd 同位素定年及构造意义[J]. 中国地质, 31(4): 384-389.

- 李光明,芮宗瑶. 2004. 西藏冈底斯成矿带斑岩铜矿的成岩年龄[J]. 大地构造与成矿学, 28(2):165-170.
- 李光明,刘波,余宏全,丰成友,屈文俊. 2006a. 西藏冈底斯成矿带南缘喜马拉雅早期成矿作用:来自冲木达铜金矿床的 Re-Os 同位素年龄证据[J]. 地质通报, 25(12):1481-1486.
- 李光明,秦克章,丁奎首,李金祥,王少怀,江善元,林金灯,江化寨,方树元,张兴春. 2006b. 冈底斯东段南部第三纪砂卡岩型 Cu-Au-Mo 矿床地质特征、矿物组合及其深部找矿意义[J]. 地质学报, 80(9):1407-1421.
- 李光明,段志明,刘波,张晖,董随亮,张丽. 2011. 西藏班公湖-怒江结合带北缘多龙地区侏罗纪增生杂岩的特征及意义[J]. 地质通报, 30(8):1256-1260.
- 连永牢,曹新志,燕长海,杜欣,高明,罗雪. 2009. 西藏工布江达县亚贵拉铅锌矿床地质特征及成因分析[J]. 地质与勘探, 45(5):570-576.
- 梁华英,魏启荣,许继峰,胡光黔,Charlotte Allen. 2010. 西藏冈底斯成矿带南缘砂卡岩型铜矿床含矿岩体锆石 U-Pb 年龄及意义[J]. 岩石学报, 26(5):1692-1698.
- 罗茂澄,王立强,冷秋锋,陈伟. 2011. 邦铺钨(铜)矿床二长花岗岩斑岩、黑云二长花岗岩锆石 Hf 同位素和 Ce^{4+}/Ce^{3+} 比值[J]. 矿床地质, 30(2):266-278.
- 孟祥金,侯增谦,高永丰,黄卫,曲晓明,屈文俊. 2003. 西藏冈底斯东段斑岩铜钼铅锌成矿系统的发育时限:帮浦铜多金属矿床辉钼矿 Re-Os 年龄证据[J]. 矿床地质, 22(3):246-252.
- 莫济海,梁华英,喻亨祥,陈勇,孙卫东. 2008. 西藏冲木达铜-金(钼)矿床黑云角闪二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其意义[J]. 地球化学, 37(3):206-212.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋富,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的火山作用影响[J]. 地学前缘, 10(3):135-148.
- 潘桂棠,莫宣学,侯增谦,朱弟成,王立权,李光明,赵志丹,耿全如,廖忠礼. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化[J]. 岩石学报, 22(03):521-533.
- 秦克章,李光明,赵俊兴,李金祥,薛国强,严刚,栗登奎,肖波,陈雷,范新. 2008. 西藏首例独立钼矿-冈底斯沙让大型斑岩钼矿的发现及其意义[J]. 中国地质, 35(6):1101-1112.
- 曲晓明,侯增谦,黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带:西藏第二条“玉龙”铜矿带[J]. 矿床地质, 20(4):355-366.
- 芮宗瑶,侯增谦,曲晓明,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, 22(3):217-224.
- 唐菊兴,陈毓川,王登红,王成辉,许远平,屈文俊,黄卫,黄勇. 2009. 西藏工布江达县沙让斑岩钼矿床辉钼矿铼-钨同位素年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 83(5):698-704.
- 唐菊兴,邓世林,郑文宝,应立娟,汪雄武,钟康惠,秦志鹏,丁枫,黎枫,唐晓倩,钟裕峰,彭慧娟. 2011. 西藏墨竹工卡县甲玛铜多金属矿床勘查模型[J]. 矿床地质, 30(2):179-196.
- 王宝弟,许继峰,陈建林,张兴国,王立全,夏抱本. 2009. 冈底斯东段汤不拉斑岩 Mo-Cu 矿床成矿时代与成因研究[J]. 岩石学报, 26(6):1820-1832.
- 闫学义,黄树峰,杜安道. 2010a. 冈底斯泽当大型钨铜钼矿 Re-Os 年龄及陆缘走滑转换成矿作用[J]. 地质学报, 84(3):398-406.
- 闫学义,黄树峰. 2010b. 冈底斯东段泽当大型钨铜钼矿新发现及走滑型陆缘成矿新认识[J]. 地质评论, 56(1):9-19.
- 杨经绥,许志琴,张建新,张泽明,刘福来,吴才来. 2009. 中国主要高压-超高压变质带的大地构造背景及俯冲/折返机制的探讨[J]. 岩石学报, 25(7):1529-1560.
- 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、蚀变与成矿[J]. 矿床地质, 27(3):279-318.
- 杨志明,侯增谦,夏代详,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[J]. 矿床地质, 27(1):28-36.
- 杨志明,侯增谦. 2009. 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[J]. 地质学报, 83(12):1838-1858.
- 姚正煦,周伏洪,薛典军,刘振军,张永军. 2001. 雅鲁藏布江航磁异常带性质及其意义[J]. 物探与化探, 25(4):241-252.
- 姚正煦,周伏洪,薛典军,刘振军,张永军. 2002. 青藏高原中西部板块缝合带航磁特征[J]. 物探与化探, 26(3):165-170.
- 岳雅慧,丁林. 2006. 西藏林周基性岩脉的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学、地球化学及其成因[J]. 岩石学报, 22:855-866.
- 张松,郑远川,黄克贤,李为,孙清钟,李秋耘,付强,梁维,侯增谦. 2012. 西藏努日砂卡岩型铜钼钨矿辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义[J]. 矿床地质, 31(2):337-346.
- 赵俊兴,秦克章,李光明,李金祥,严刚,栗登奎,肖波,陈雷,范新. 2009. 冈底斯沙让钼矿的成矿年代学和岩石地球化学与青藏高原主碰撞期成矿作用[J]. 矿物学报, 增刊:197-198.
- 赵俊兴,秦克章,李光明,李金祥. 2011. 冈底斯北缘沙让斑岩钼矿蚀变矿化特征及与典型斑岩钼矿床的对比[J]. 地质与勘探, 47(1):54-70.
- 郑有业,高顺宝,程力军,李国梁,冯南平,樊子瑄,张华平,郭建慈,张刚阳. 2004. 西藏冲江大型斑岩铜(钼)矿床的发现及意义[J]. 地球科学, 29(3):333-339.
- Aitchison J C, Zhu B D, Davis A M, Liu J, Luo H, Malpas J, McDeemind I, Wu H, Ziabrev S and Zhou M F. 2000. Remnants of a retaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbu suture (southern Tibet) [J]. Earth and Planetary Science Letters, 183:231-244.
- Atherton M P, Perford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust [J]. Nature, 362:144-146.
- Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, Ratschbacher L, Bill S, Wu Z H, McWilliams M O and Calvert A. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago [J]. Nature, 412:628-632.
- Bluth J S, Doiron S D, Schnetzler C C, Krueger A J and Water L S. 1992. Global tracking of the SO_2 clouds from the June, 1991,

- Mount Pinatubo eruptions[J]. *Geophysical Research Letters* , 19 : 151-154.
- Burnham C W. 1979. Magma and hydrothermal fluids[A]. In : Barnes H L ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[C]. 2nd ed. New York : John Wiley and Sons. 71-136.
- Camus F, Sillitoe R H and Petersen R. 1996. Andean copper deposits : New discoveries , mineralization style and metallogeny[J]. *Society of Economic Geologists Special Publication*. 5 : 1-198.
- Candela P A. 1992. Controls on ore metal ratios in granite-related ore system : An experimental and computational approach[J]. *Transactions , Royal Society of Edinburgh (Earth Sciences)* , 83 : 317-326.
- Candela P A and Holland H D. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluid[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 48 : 373-380.
- Chu M F, Chung S L, Song B, Liu D Y, O'Reilly S Y and Pearson N J. 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet[J]. *Geology* , 34 : 745-748.
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Yian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zone : Melting of thickened lower-crust beneath southern Tibet[J]. *Geology* , 31 : 1021-1024.
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y Q, Xie Y Q, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X H, Zhang Q and Wang Y Z. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism[J]. *Earth Science Reviews* , 68 : 173-196.
- Chung S L, Chu M F, Ji J Q, O'Reilly S Y, Pearson N J, Liu D Y, Lee T Y and Lo T H. 2009. The nature and timing of crustal thickening in southern Tibet : Geochemical and zircon Hf isotopic constraints from postcollisional adakites[J]. *Tectonophysics* , 477 : 36-49.
- Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits : Characteristics , distribution , and tectonic controls[J]. *Econ. Geol.* , 100 : 801-818.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature* , 347 : 662-665.
- Dilles J H and Proffett J M. 1995. Metallogensis of the Yerington Batholith, Nevada[A]. In : Pierce F W, Bolm J G, ed. *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*[C]. *Arizona Geol. Soc. Digest* , 20 : 306-315.
- Ding L, Kapp P, Zhong D L and Deng W M. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet : Evidence for a transition from oceanic to continental subduction[J]. *Journal of Petrology* , 44 : 1833-1865.
- Dobosi G, Kempton P D, Downes H, Embey-Isztin A, Thirlwall M and Greenwood P. 2003. Lower crust granulite xenolites from the Pan-nonian basin , Hungary , Part 2 : Sr , Nd , Pb , Hf and O isotope evi-dence for formation of continental lower crust by tectonic emplace-ment of oceanic crust[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology* , 144 : 671-683.
- Durr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cre-taceous , south Tibet)[J]. *Geological Society of America Bulletin* , 108 : 669-684.
- 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 zone : evidence from slab melt metamomatism[J]. *Contribu-tions to Mineralogy and Petrology* , 153 : 105-120.
- Gao Y F, Wei R H, Hou Z Q, Tian S H and Zhao R S. 2008. Eocene high-MgO volcanism in southern Tibet : New constraints for mantle source characteristics and deep process[J]. *Lithos* , 105 : 63-72.
- Gao Y F, Yang Z S, Santosh M, Hou Z Q, Wei R H and Tian S H. 2010. Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet[J]. *Lithos* , 119 : 651-663.
- 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.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jackson S E, Van Achtebergh E, O'Reilly S Y and Shee S R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle : LA-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 64 : 133-147.
- Harrison T M, Yin A, Grove M and Lovera O M. 2000. The Zedong window : A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet[J]. *Journal of Geophysical Research* , 105 : 19211-19230.
- Hattori K. 1993. High-sulfur magma , a product of fluid discharge from underlying mafic magma : Evidence from Mount Pinatubo , Philip-pines[J]. *Geology* , 21 : 1083-1086.
- Hattori K and Keith J D. 2001. Contribution of mafic melt to prphry copper mineralization : Evidence from Mount Pinatubo , Philippines , and Bingham Canyon , Utah , USA[J]. *Mineralium Deposita* , 36 : 799-806.
- Hawkesworth C J, Turner S P, McDermott T and Peate D M. 1997. U-Th isotopes in arc magmas : Implications for element transfer from subducted crust[J]. *Science* , 276 : 561-563.
- Hedenquist J W and Richards J P. 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits[J]. *Reviews in Economic Geology* , 10 : 235-256.
- Hou Z Q, Zheng Y C, Yang Z M, Rui Z Y, Zhao Z D, Qu X M and Sun Q Z. 2012a. Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu systems in Tibet[J]. *Mineralium Deposita* , DOI : 10.1007/S00126-012-0415-6.
- Hou Z Q, Zheng Y C, Zeng L S, Gao L E, Huang K X, Li W, Li Q Y, Fu Q, Liang W and Sun Q Z. 2012b. Eocene-oligocene grani-toids of southern Tibet : Constraints on crustal anatexis and tectonic

- evolution of the Himalayan orogen[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 349-350 : 38-52.
- Hou Z Q, Zhang H R, Pan X F and Yang Z M. 2011. Porphyry Cu(-Mo-Au) systems in non-arc settings : Examples from the Tibetan-Himalayan orogens and the Yangtze block[J]. *Ore Geology Reviews*, 39 : 21-45.
- Hou Z Q and Cook N J. 2009a. Metallogenesis of the Tibetan Collisional Orogen : A review and introduction to the special issue[J]. *Ore Geology Reviews*, 36 : 2-24.
- Hou Z Q, Qu X M, Rui Z Y, Meng X J and Gao Y F. 2009b. The Gangdese Miocene porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen[J]. *Ore Geology Reviews*, 36 : 25-51.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in South Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220 : 139-155.
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Li J X and Liu C Z. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet[J]. *Chemical Geology*, 262 : 229-245.
- Kay R W J. 1978. Aleutian magnesium andesites : Melts from subducted Pacific oceanic crust[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4 : 117-132.
- Kay S M, Ramos V A and Marquez M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America[J]. *Journal of Geology*, 101 : 703-714.
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D and Garwin S. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces[J]. *Science in China*, 43 : 1-68.
- Kind R, Ni J, Zhao W, Wu J, Yuan X, Sandvol E, Reese C, Nabelek J and Hearn T. 1996. Evidence from earthquake data for a partially molten crustal layer in southern Tibet[J]. *Nature*, 274 : 1692-1694.
- Li G M, Qin K Z, Ding K S, Liu T B, Li J X, Wang S H, Jiang S Y and Zhang X C. 2006. Geology, Ar-Ar age and mineral assemblage of Eocene skarn Cu-Au-Mo deposits in the southeastern Gangdese arc, southern Tibet : Implications for deep exploration[J]. *Resource Geology*, 56 : 197-217.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas : Modern analogues of Archaean granitoid[J]. *Lithos*, 46 : 411-429.
- Mahéo G, Guillot S, Blichert-Toft J, Rolland Y and Pêcher A. 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 195 : 45-58.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and 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]. *Journal of Petrology*, 40 : 1399-1424.
- 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 in south Tibet in response to the India-Asia collision[J]. *Lithos*, 96 : 225-242.
- Owens T J and Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan Plateau evolution[J]. *Nature*, 387 : 37-43.
- Pearce J A and Parkinson I J. 1993. Trace element models for mantle melting : Application to volcanic arc petrogenesis[A]. In : Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, Neary C R, ed. *Magmatic processes and plate tectonics*[C]. Geological Society London Special Publication. 76 : 373-403.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 : 63-81.
- 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.
- Qu X M, Hou Z Q, Zaw K 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 Reviews*, 31 : 205-223.
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalts at 8-32 kbar : Implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. *Journal of Petrology*, 36 : 891-931.
- Rapp P R, Xiao L and Shimizu N. 2002. Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakite in east China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18 : 293-311.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu(-Mo-Au) deposit formation[J]. *Econ. Geol.*, 98 : 1515-1533.
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits : Products of remelting of subduction-modified lithosphere[J]. *Geology*, 37 : 247-250.
- Seedorff E, Dilles J, Proffett J J, Einaudi M, Zurcher L, Stavast W, Johnson D and Barton M. 2005. Porphyry deposits : Characteristics and origin of hypogene features[J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 251-298.
- Singer D A, Berger V I and Moring B C. 2005. Porphyry copper deposits of the world : Database, map, and grade and tonnage models. U. S. G. S. Open-File Report : 2005-1060. [<http://pubs.usgs.gov/of/2005/1060/>].
- Stern C R and Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123 : 263-281.

- Sun SS and McDonough W F. 1989. chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society of London Special Publication , 42 : 313-345.
- Turner S , Hawkesworth G , Liu J , Rogers N , Kelley S and Calsteren P V. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[J]. Nature , 364 : 50-54.
- Vervoort J D , Patchett P J , Blichert-Toft J and Albarède F. 1999a. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system[J]. Earth and Planetary Science Letters , 168 : 79-99.
- Vervoort J D and Blichert-Toft J. 1999b. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta , 63 : 533-556.
- Wallace P and Carmichael I S E. 1992. Sulfur in basaltic magmas[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta , 56 : 1863-1874.
- Wallace P and Gerlach T M. 1994. Magmatic vapor source for sulfur dioxide released during volcanic eruptions: Evidence from Mount Pinatubo[J]. Science , 265 : 497-499.
- Wang Q , Xu J F , Jian P , Bao Z W , Zhao Z H , Li C F , Xiong X L and Ma J L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting , Dexing , South China : Implications for the genesis of porphyry copper mineralization[J]. Journal of Petrology , 47 : 119-144.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology , 20 : 325-343.
- Wolf M B and Wyllie P J. 1991. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar : Textural development , liquid interconnectivity and application to the segregation of magmas[J]. Contribution to Mineralogy and Petrology , 44 : 151-179.
- Xiao B , Qin K Z , Li G M , Li Ji X , Xia D X , Chen L and Zhao J X. 2012. Highly oxidized magma and fluid evolution of Miocene Qulong giant porphyry Cu-Mo deposit , southern Tibet , China[J]. Resource Geology , 62 : 4-18.
- Xiong X L. 2006. Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite[J]. Geology , 34 : 945-948.
- Xu W C , Zhang H F , Guo L and Yuan H L. 2010. Miocene high Sr/Y magmatism , south Tibet : Product of partial melting of subducted Indian continental crust and its tectonic implication[J]. Lithos , 114 : 293-306.
- 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 Reviews , 36 : 133-159.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Journal of Annual Reviews in Earth and Planetary Science Letters , 28 : 211-280.
- Yin A , Harrison T M and Ryerson F J. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system , southeastern Tibet[J]. Journal of Geophysical Research , 99 : 175-201.
- Zeng L S , Gao L E , Xie K J and Zeng J L. 2011. Mid-Eocene high Sr/Y granites in the Northern Himalayan gneiss dome : Melting thickened lower continental crust[J]. Earth and Planetary Science Letters , 303 : 251-266.
- Zhao J X , Qin K Z , Li G M , Li J X , Xiao B and Chen L. 2012. Geochemistry and petrogenesis of granitoids at Sharang Eocene porphyry Mo deposit in the main-stage of India-Asia continental collision , Northern Gangdese , Tibet[J]. Resource Geology , 62 : 84-98.
- Zhao Z D , Mo X X , Dilek Y , Niu Y L , DePaolo D J , Robinson P , Zhu D C , Sun C G , Dong G C , Zhou S , Luo Z H and Hou Z Q. 2009. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet : Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet [J]. Lithos , 113 : 190-212.
- Zheng Y C , Hou Z Q , Li Q Y , Sun Q Z , Liang W , Fu Q , Li W and Huang K X. 2012a. Origin of Late Oligocene adakitic intrusives in the southeastern Lhasa terrane : evidence from in situ zircon U-Pb dating , Hf-O isotopes , and whole-rock geochemistry[J]. Lithos , <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.026>.
- Zheng Y C , Hou Z Q , Li W , Liang W , Huang K X , Li Q Y , Sun Q Z , Fu Q , Zhang S and Pan F C. 2012b. Petrogenesis and geological implications of the Oligocene Chongmuda-Mingze adakitic intrusions and its mafic enclaves , southern Tibet[J]. The Journal of Geology (in press).
- Zhu D C , Mo X X , Niu Y L , Zhao Z D , Wang L Q , Liu Y S and Wu F Y. 2009. Geochemical investigation of early Cretaceous igneous rocks along an east-west traverse throughout the central Lhasa Terrane , Tibet[J]. Chemical Geology , 268 : 298-312.
- Zhu D C , Zhao Z D , Niu Y L , Mo X X , Chung S L , Hou Z Q , Wang L Q and Wu F Y. 2011. The Lhasa Terrane : Record of a microcontinent and its histories of drift and growth[J]. Earth and Planetary Science Letters , 301 : 241-255.