编号:0258-7106(2016)03-0437-19

西藏雄梅铜矿区含矿斑岩与非含矿斑岩 成因对比研究*

王佳奇¹,曲晓明^{2 * *},马旭东²,范淑芳²,宋 扬²

(1中国地质大学地球科学与资源学院,北京 100083;2中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,北京 100037)

摘要 西藏雄梅铜矿床是近年来在班公湖-怒江成矿带中段新发现的一处斑岩铜矿床,该矿床的发现使得班 公湖-怒江成矿带真正具备了"带"的概念,大大地拓宽了找矿远景。文章通过对雄梅铜矿区斑岩体的 LA-ICP-MS 锆 石 U-Pb 定年,发现矿区存在2套斑岩:一套是前人测定的年龄为106.7 Ma 的含矿斑岩;另一套是本文测定的非含 矿斑岩 3 个年龄分别是(121.8±2.3) Ma(MSWD=0.32)(122.8±2.1) Ma(MSWD=1.16)(121.5±2.5) Ma (MSWD=0.54)。两套斑岩的岩性虽然都是花岗闪长斑岩,但非含矿斑岩比含矿斑岩含有更多的钾长石,矿化强度 大大减弱。岩石地球化学分析结果表明,两套斑岩虽然都富集大离子亲石元素(LILE) Rb, Ba, Th, U, K, Pb, 亏损高 场强元素(HFSE) Nb, Ta, Ti, 具有碰撞后岩浆作用的共同特征,但在岩浆源区和成因上显示出明显的差异。含矿斑 岩和非含矿斑岩均属于强过铝质 S型花岗岩,然而前者源区组成为杂砂岩,后者源区则以泥质岩为主。岩浆分异过 程中,含矿斑岩受斜长石和钾长石的分离结晶控制,非含矿斑岩则受钾长石和黑云母的分离结晶控制。

关键词 地球化学 含矿斑岩 非含矿斑岩 岩石成因 、锆石 U-Pb 年龄 雄梅铜矿

中图分类号:P618.41 文献标志码:A

Comparative study of genesis of ore-bearing porphyry and barren porphyry in Xiongmei copper deposit, Tibet

WANG JiaQi¹, QU XiaoMing², MA XuDong², FAN ShuFang² and SONG Yang²

(1 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Resource Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

The Xiongmei copper deposit is a newly-discovered porphyry copper deposit which belongs to the middle segment of the Bangong Co-Nujiang metallogenic belt. The meaning of this deposit lies in that it breaks the limitation of prospecting, makes this metallogenic belt own the real meaning of ore belt, and vastly broadens the promising prospecting areas. The authors found two groups of porphyries by using LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of porphyry body in the Xiongmei copper deposit. One group of porphyry is ore-bearing porphyry and its age is (106.7 ± 0.48) Ma(MSWD=0.92; the other group of porphyry is barren porphyry with its three age parts being (121.8 ± 2.3) Ma(MSWD=0.32), (122.8 ± 2.1) Ma(MSWD=1.16), and (121.5 ± 2.5) Ma (MSWD=0.54). Although the two groups of porphyries are all granodiorite-porphyry, the barren porphyries

 ^{*} 本文为国家科技支撑计划项目(编号:2011CB403203)和中国地质调查局青藏专项(编号:12120113037300)联合资助的成果
 第一作者简介 王佳奇,男,1988年生,硕士研究生,矿床学及矿床地球化学专业。Email:jiangfengqiqi@163.com
 * * 通讯作者 曲晓明,男,1960年生,研究员,地球化学专业,主要从事造山带成矿学研究。Email:xiaominqu@163.com
 收稿日期 2015-05-17;改回日期 2016-01-15。张绮玲编辑。

have more potassium feldspar and less intensity of mineralization than the ore-bearing porphyries. The petrogeochemical analysis indicates that the two groups of porphyries are enriched in large ion lithophile elements (LILE) of Rb, Ba, Th, U, K, Pb and depleted in high field strength elements (HFSE) of Nb, Ta, Ti, and show essential characteristics of post-collisional magmatic rocks, but there are some obvious differences in magma sources and petrogenesis. Ore-bearing porphyry and barren porphyry all belong to strongly peraluminous S-type granitoids, but the sources of the ore-bearing porphyry are composed of greywacke and the sources of barren porphyry are based on argillaceous rock. In the magmatic differentiation process, ore-bearing porphyries are controlled by the fractional crystallization of plagioclase and potash feldspar, whereas the barren porphyries are controlled by the fractional crystallization of potash feldspar and biotite.

Key words: geochemistry, ore-bearing porphyry, barren porphyry, genesis, LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, Xiongmei copper deposit

西藏班公湖-怒江铜矿带是继藏东的玉龙斑岩 铜矿带和藏南的冈底斯斑岩铜矿带之后,在青藏高 原上发现的第三条铜矿带(曲晓明等,2006;2015)。 由于班公湖-怒江铜矿带地处藏北高原,矿产勘查和 基础地质工作都相对滞后。迄今为止,班公湖-怒江 成矿带上的矿产勘查活动主要集中在成矿带西段改 则至革吉一带 找矿突破主要集中在改则县多龙矿 集区 其他地区鲜有重要的找矿发现。对于班公湖-怒江缝合带长达 2000 余公里的延伸规模来讲 ,范围 只有十几公里的多龙矿集区只是一个" 点 ",还不能 构成真正意义上的成矿带。曲晓明等(2012a)通过 遥感蚀变信息提取和异常检查,在班公湖-怒江缝合 带中段申扎县雄梅乡发现了一处斑岩铜矿(图 1a), 初步研究发现该矿床的成矿地质条件与成矿带西段 多不杂铜矿床的成矿地质条件相一致,并显示出良 好的找矿前景。本文对雄梅铜矿区内的斑岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定,并结合前人数据, 发现矿区存在2套斑岩体:一套为含矿斑岩;另一套 虽然也具有铜矿化,但矿化强度比前者大大减弱,Cu 品位也远远低于工业要求(10-6级),应为非含矿斑 岩。本文通过岩石地球化学分析,探讨了2套斑岩 的岩浆源区,阐述了2种岩浆分异演化过程中的成 因差异 进而从缝合带演化入手 ,分析了成矿构造环 境,以期揭示班公湖-怒江成矿带中段含矿岩浆的演 化特点 ,深化对成矿机制的认识 ,更好地为地质找矿 服务。

1 区域成矿背景

班公湖-怒江缝合带是青藏高原上的一条主缝 合带,夹持于羌塘地体和拉萨地体之间,横贯青藏高 原,东西向延伸长达 2000 km 多(图 1a)。缝合带主 要由规模巨大的蛇绿岩套及混杂岩带构成,南北向 展布范围一般在 50~100 km 之间,而在东段安多和 西段狮泉河一带,南北向展布范围达 200 余公里。 因此,一般认为该缝合带是由多条洋内俯冲带复合 而成(Srimal,1986;Matte et al.,1996)。缝合带中蛇 绿岩套呈近东西向带状断续展布。不同地段蛇绿岩 的组成不尽一致,缝合带西段狮泉河一带蛇绿混杂 岩最发育,主要由超镁铁质岩、镁铁质岩岩墙群及硅 质岩组成。缝合带北界班公错-康托-兹格塘错断裂 具有双向俯冲的特点,南界狮泉河-拉果错-丁青断裂 则是一条规模巨大的向南倾伏的逆冲断层。沿缝合 带分布有大量的燕山晚期 I 型和 S 型花岗岩岩基或 岩株,构成中酸性侵入岩带。部分小岩体或斑岩体 伴有铜矿化,形成砂卡岩型或斑岩型铜矿床。

近年来的研究表明,班公湖-怒江中特提斯洋不 是一个统一的大洋,很可能包含了多个东西向展布 的局限性洋盆(曲晓明等,2009)。班公湖-怒江洋盆 所属的特提斯洋裂解于晚二叠世至早三叠世(217~ 254 Ma),形成一套代表洋盆扩张形成的 MOR 型蛇 绿岩(强巴扎西等,2009;黄启帅等,2012)。从中侏 罗世晚期,洋盆开始沿多条俯冲带分别向羌塘地块 和拉萨地块之下双向俯冲(曲晓明等,2010;杜德道 等 2011)。洋盆的闭合时间发生在早白垩世早期, 约 140 Ma(曲晓明等,2012a;Qu et al.,2012c),之后 造山带进入地壳伸展后大规模剪切走滑阶段。

班公湖-怒江缝合带构造演化历史复杂,成矿地 质条件优越,从班公湖-怒江洋盆开启到闭合演化的 各个过程,形成了岩浆型铬铁矿(镍矿)床、斑岩-矽 卡岩型铜(金)矿床、矽卡岩型铁(铜)矿床、热液-蚀 变岩型金矿床和热液型钨矿床等多种类型的矿床。



图 1 西藏雄梅斑岩铜矿构造位置图(a)和矿床地质图(b)

1—第四系;2—下白垩统多尼组粉砂质页岩;3—下白垩统多尼组角岩化页岩;4—下白垩统多尼组含铜角岩化页岩;5—下白垩统多尼组 石英岩;5—下白垩统多尼组含铜石英岩;7—下白垩统多尼组石英砂岩;8—含矿斑岩;9—非含矿斑岩;10—石英闪长玢岩;11—地质界 线;12—钻孔位置

Fig. 1 Tectonic location (a) and geological map (b) of the Xiongmei porphyry copper deposit in the Tibetan Plateau
1—Quaernary: 2—Silt shale of the Lower Cretaceous Duoni Formation: 3—Hornfelsic shale of the Lower Cretaceous Duoni Formation: 4—Copper-bearing hornfelsic shale of the Lower Cretaceous Duoni Formation: 5—Quartzite of the Lower Cretaceous Duoni Formation: 6—Copper-bearing
Cu-bearing quartzite of the Lower Cretaceous Duoni Formation: 7—Quartz sandstone of the Lower Cretaceous Duoni Formation: 8—Ore-bearing porphyry: 9—Barren porphyry: 10—Quartz diorite porphyrite: 11—Geological boundary: 12—Location of drill hole

目前,已发现 Cu、Fe、Cr、Pb-Zn 矿床(点)600 多处 (耿全如等,2012),矿产资源潜力巨大,目前已成为 中国最具有找矿潜力的成矿区带。

2 矿床地质特征

雄梅铜矿床位于西藏那曲地区申扎县雄梅乡以 东约15km处,矿区内出露的地层为下白垩统多尼 组,岩性以一套复理石沙板岩系为主,局部夹石英砂 岩和钙泥质灰岩。目前已知由3套中酸性浅成侵入 岩呈岩株状侵入到多尼组中,分别为含矿花岗闪长 斑岩、非含矿花岗闪长斑岩和石英闪长玢岩(图1b)。 含矿斑岩和非含矿斑岩均呈岩株或岩枝状产出,露 头的平均海拔在4770~5000 m之间。含矿斑岩手 标本呈灰色、深灰色,具斑状结构,块状构造(图2a)。 矿区含矿斑岩有4处露头,最大一处出露面积约200 m×200 m,其他几处出露面积较小,范围在20~30 m²之间,显示斑岩体刚刚剥露出地表。岩石中斑晶成



图 2 雄梅铜矿含矿斑岩手标本(a)和岩芯(b)照片 Ccp-黄铜矿; Py-黄铁矿

Fig. 2 Hand specimen (a) and drill core (b) of the ore-bearing porphyry in the Xiongmei copper deposit Ccp-Copper pyrites: Py-Pyrite

分为斜长石(20%)和角闪石(<5%),多呈半自形板 状,大小一般在0.5~1 mm之间,个别可达2 mm。 基质呈微晶他形粒状结构,矿物组成包括斜长石 (25%)、钾长石(20%)、石英(25%)、黑云母(5%) 等,颗粒大小一般在0.02~0.2 mm之间。副矿物 有磷灰石、锆石、榍石及磁铁矿等。含矿斑岩中铜矿 化主要为原生硫化物黄铜矿以及少量辉铜矿、斑铜 矿等。黄铜矿多呈浸染状及脉状分布,ZK01钻孔附 近地表,手标本新鲜面上具明显的浸染状黄铜矿矿 化(图 2a),ZK03 岩芯 573.65 m处斑岩中见浸染状 和脉状黄铜矿矿化(图 2b)。由于地表氧化,含矿斑 岩露头多发育强烈的孔雀石化。

矿区铜矿化与绢英岩化密切相关,绢英岩化蚀 变主要由绢云母和石英组成,以绢云母为主。斜长 石、钾长石常被绢云母强烈交代,交代完全者仅见长 石颗粒外形,少数仍可见原斜长石的聚片双晶形态。 绢英岩化蚀变带中可见浸染状黄铜矿、黄铁矿分布 其中(图 2a)。石英多呈他形粒状,部分呈半自形粒 状沿裂隙充填交代。岩石由于受到绢英岩化的强烈 交代(图 3a、b),显微镜下矿物边界往往变得模糊不 清,斑状结构有时难以辨认。岩石中黄铁矿、黄铜矿 等硫化物多呈浸染状分布,有时形成不规则脉状分 布(图 3c)。

非含矿斑岩出露于含矿斑岩东北侧的山坡上。 目前推测,含矿斑岩延伸至深部,而非含矿斑岩覆盖 于表层。非含矿斑岩有4处露头,出露范围均较小, 长度在20~50 m之间(图1b)。非含矿斑岩具明显 的斑状结构(图3e、f),块状构造。斑晶成分为斜长 石,约占35%,大小一般0.3~1 mm,呈自形-半自形 板状或柱状,自形程度明显比含矿斑岩中的高。基 质呈微晶-隐晶质结构,主要由长英质矿物和黑云母 等组成,副矿物有磷灰石、褐帘石、锆石、磁铁矿等。 岩石蚀变较弱,主要为绢云母化和绿泥石化(图3d、 e),偶尔可见硫化物细脉。

石英闪长玢岩产于含矿斑岩的西南侧,呈岩脉 侵位于多尼组中,两处露头出露长度在 20~40 m之 间。岩石呈灰白色-土黄色,具强烈的高岭土化。由 于没有铜矿化,故未对其进行年龄测定和成因研究。

多尼组砂板岩广泛发育角岩化,石英砂岩常发 生强烈的硅化,部分已形成次生石英岩。次生石英 岩往往伴有强烈的孔雀石化和蓝铜矿化。孔雀石和 蓝铜矿呈他形充填在石英晶隙之间,刻槽取样分析 显示,局部地段 Cu 的平均品位达 0.55%。矿区内 铜矿化主要由含矿花岗闪长斑岩、孔雀石化的次生 石英岩以及含矿角岩化砂板岩三部分组成,整个矿 化体展布范围大约为 1000 m×800 m。区内目前尚 未发现明显的钾化、高级泥化和大面积青磐岩化等 典型的斑岩铜矿蚀变,这可能与斑岩体的剥蚀程度 轻(浅剥蚀)有关。

在两处地表铜矿体露头(含矿斑岩和孔雀石化的次生石英岩)中打了 3 个浅钻,钻孔见矿情况良好。含矿斑岩中的 ZK01 孔深度 235.84 m,见到 4 层铜矿体,矿层厚度(平均铜品位)分别为 12.65 m (1.04%)、4m(0.51%)、8.4 m(0.21%)和 4 m (0.25%)。在孔雀石化次生石英岩中的ZK02孔打了 300.03 m,见到 5 层铜矿体,矿层厚度(平均铜品



图 3 雄梅铜矿含矿岩和非含矿斑岩手标本和显微照片

a. 含矿斑岩中的绢英岩化和孔雀石化; b. 含矿斑岩孔雀石和绢云母; c. 含矿斑岩岩中黄铁矿、黄铜矿呈脉状、浸染状分布; d. 非含矿斑岩 中的绿泥石化; e. 非含矿斑岩中的斑状结构与斜长石斑晶; f. 非含矿斑岩的斑状结构

Qz一石英; Pl一斜长石; Kfs一钾长石; Mal一孔雀石; Ser一绢云母; Cep一黄铜矿; Py一黄铁矿; Cb一碳酸盐矿物; Tm一榍石; Chl一绿泥石

Fig. 3 Ore-bearing porphyry and barren porphyry in the Xiongmei copper deposit

a. Sericite-quartz alteration and malachite mineralization of ore-bearing porphyry: b. Malachite and sericite in ore-bearing porphyry;

c. Distribution of copper pyrite and pyrite in ore-bearing porphyry; d. Chloritization in barren porphyry; e. Plagioclase phenocryst in barren porphyry; f. Porphyritic texture of barren porphyry

Qz—Quartz: Pl—Plagioclase: Kfs—K-feldspar: Mal—Malachite: Ser—Sericite: Ccp—Copper pyrites: Py—Pyrite: Cb—Carbonate: Ttm—Titanite: Chl—Chlorite 位)分别为 6.02 m(0.34%) 6.4 m(0.35%) 22.21 m(0.4%) 6.0 m(0.2%)和 10.72 m(0.49%)。在 孔雀石化次生石英岩中的 ZK03 孔打了 651.26 m 深 相关分析结果尚未出来。

目前的勘查工作表明,矿区铜矿化与绢英岩化 密切相关,钻孔中含矿斑岩绢英岩化强烈,Cu平均 品位为1.04%,显示出较大的成矿潜力。从目前获 得的地表和钻孔资料看,含矿斑岩体在深部可能向 NE倾伏,含矿岩浆是从 NE向 SW 方向上侵的。目 前2个钻孔位置应靠近含矿斑岩体的 SW 边缘。

3 斑岩体的锆石 U-Pb 年龄

曲晓明等(2012a)对雄梅矿区最大的含矿斑岩 露头采集样品(样品编号:XM11-10)进行了锆石 U-Pb年龄测定,得出的²⁰⁶Pb/²³⁸U 一致线年龄为 (106.70±0.48)Ma(MSWD=0.92),说明雄梅矿 区含矿斑岩形成于早白垩世晚期。本文作者对矿区 内3个非含矿斑岩体进行了锆石 U-Pb年龄测定(样 品编号分别为:14XM138、14XM143、14XM144,采 样位置见图 1b)结果发现它们的形成年龄与含矿斑 岩的年龄并不一致,矿区存在2套斑岩。

3.1 锆石 LA-ICP-MS 测试方法

锆石挑选工作是由北京锆年领航科技有限公司 利用常规的重磁分离技术分选完成的。然后在双目 镜下对锆石样品进行挑选提纯 ,保证纯度达 95% 以 上。之后用环氧树脂将锆石样品粘结在载玻片上, 对锆石抛光至 2/3,使其内部结构充分暴露,最后进 行阴极发光照相。分析前,通过反射光、透射光和 CL图像对锆石进行观察并选择最佳的分析点。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定是在中国地质科学院 矿产资源研究所成矿作用与资源评价重点实验室进 行 实验室采用 Agilent 2500 型 ICP-MS 和 Compex 102ArF准分子激光器,工作物质波长 193 nm,与 Geolas 200M 光学系统联机运行。锆石年龄采用国 际标准锆石 91500 作为外标标准物质 ,元素含量采 用 NIST SRM610 作为外标,²⁹Si作为内标,数据用 ISOPLOT 程序处理(侯可军等,2009),分析结果见 表1。

3.2 非含矿斑岩体 U-Pb 年龄

非含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄样品 14XM138、 14XM143 和 14XM144 分别取自非含矿斑岩的 3 处 露头(图 1b)。非含矿斑岩样品中锆石颗粒自形程度 较好,呈长柱状或短柱状,大小在 50~200 μm 之间, 长宽比为 3:1~2:1,阴极发光图像显示清晰的振荡 生长环带(图 4a、c、e),表明其为岩浆结晶产物 (Pupin,1980),这些岩浆成因锆石可以代表岩体的 侵位年龄。

样品 14XM138 由 10 个测点得出的²⁰⁶Pb/²³⁸U 一致线年龄为(121.8±2.3) Ma(MSWD=0.32); 样品 14XM143 由 17 个测点得出的²⁰⁶Pb/²³⁸U一致 线年龄为(122.8±2.1) Ma(MSWD=1.16);样品 14XM144 由 18 个测点得出的²⁰⁶Pb/²³⁸U一致线年龄 为(121.5±2.5) Ma(MSWD=0.54)(图 4b, d, f)。 这些测年结果表明,雄梅铜矿区非含矿斑岩的形成 年龄在 122 Ma 左右,比含矿斑岩的形成时间大约早 15 Ma。

4 矿区斑岩岩石地球化学

曲晓明等(2012a)对雄梅铜矿区含矿斑岩进行 了岩石化学分析,在此基础上,本文对矿区非含矿斑 岩取样进行了岩石化学分析。样品采自3个露头 (样品14XM139~14XM142采自14XM138位置, 14XM143(1)~14XM143(2)采自14XM143位置, 14XM145~14XM143(2)采自14XM143位置,81b)。 样品的分析是在北京核工业地质研究院分析测试研 究中心完成的。常量元素是用X荧光光谱测定的, 仪器型号是PHLLIPSPW-2404,X荧光光谱仪,分 析精度优于1%。微量元素和稀土元素是用ICP-MS测定的,仪器型号是ELEMENT-2,分析精度优 于2%。含矿斑岩的分析结果请见曲晓明等,2012a 文献中表1,非含矿斑岩的分析结果列于表2。

4.1 常量元素

雄梅铜矿含矿斑岩的 u(SiO₂) 较低,在65.49% ~67.47%之间,平均为66.26%;具有高的 K₂O/ Na₂O 比值,平均为1.44(>1.0,曲晓明等,2012a), 样品在 TAS 图中(图略)落入花岗闪长岩区,在K₂O-SiO₂ 图(图 5a)中显示含矿斑岩样品为中钾-高钾钙 碱性岩。含矿斑岩体的 u(CaO)和 u(MgO)分别为 0.41%~3.62%和1.19%~1.89%, u(Fe₂O₃^T)为 2.45%~5.88%, u(Al₂O₃)为15.94%~17.25%, 平均为16.65%(曲晓明等,2012a)。在A/NK-A/ CNK 图(图 5b)中,含矿斑岩样品都落入过铝质岩 区,显示出强过铝质特征。

非含矿斑岩的 u(SiO2)在63.90%~70.92%(表

表 1 雄梅铜矿非含矿斑岩锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 U-Pb isotope analyses of zircon from the barren porphyry in the Xiongmei copper deposit

	u (U)	τe (Th)		α (Pb*)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	207 DL (235 L		206	
件吅细写	10^{-6}	10^{-6}	Th/U	10^{-6}	年龄/Ma	1σ	207 Pb 7 255 U	lσ	²⁰⁰ Pb / ²⁰⁰ U	lσ
14XM-138										
-1	422.51	189.82	0.44928	9.12919	121.9	3.0	0.12780	0.01169	0.01910	0.00047
-2	545.70	294.87	0.54034	12.00257	121.4	2.2	0.13315	0.01033	0.01900	0.00034
- 3	463.07	335.42	0.72434	11.40821	123.4	5.0	0.13457	0.02458	0.01932	0.00079
- 4	378.66	173.67	0.45864	8.36075	124.3	6.4	0.13985	0.01967	0.01947	0.00101
- 5	445.96	261.19	0.58570	10.26207	125.1	4.5	0.13098	0.02636	0.01960	0.00071
- 6	563.06	342.04	0.60748	13.04942	125.0	4.0	0.13133	0.01315	0.01959	0.00063
- 11	601.20	529.38	0.88054	13.90042	120.8	3.1	0.13884	0.01333	0.01891	0.00050
- 14	396.25	3521.38	8.88678	353, 33603	122.0	7.4	0.13557	0.02512	0.01911	0.00117
-21	169.30	4621.48	27, 29709	356.01863	119.2	9.7	0.12893	0 00231	0.01867	0.00154
- 23	275.97	10336 98	37 45737	932 85392	119.2	3 5	0.12099	0.01856	0.01847	0.000151
14XM-143	215.91	10550.70	57.45757	<i>)</i> 52.055 <i>)</i> 2	110.0	5.5	0.15077	0.01050	0.010+7	0.00055
-1	681.46	351.52	0.51584	18,09391	130.7	2.5	0.1431	0.00932	0.02049	0.00039
- 2	644 36	443 19	0.68780	16 89994	122 1	2.3	0.13736	0.00948	0.01913	0.00037
- 3	751 28	465 33	0.61939	18 87449	121.1	1.9	0.12922	0.00765	0.01898	0.00029
- 4	561.02	373 68	0.66607	14 25164	121.2	2.7	0.13531	0.02438	0.01070	0.00023
- 7	546 22	354 23	0.64851	13, 74101	117 7	5.2	0.13531	0.02450	0.01913	0.00043
- 8	171 96	367 52	0.04051	12.60314	123 8	3.2	0.13451	0.01615	0.01045	0.00062
- 0	510 00	256 67	0.77871	12.09314	117.2	5.5	0.13431	0.02150	0.01939	0.00001
- 11	644 65	200.07	0.49302	15 60711	125.0	0.0	0.12415	0.02139	0.01034	0.00103
- 11	710 63	500.70 119.76	0.47699	16 01276	120.9	6.0	0.13443	0.04602	0.01972	0.00131
- 12	1100.50	440.70	0.05150	10.91270	114.2	6.0	0.12700	0.02303	0.01/8/	0.00095
- 14	721 00	047.18	0.53996	32.11955	122.9	0.7	0.15508	0.02206	0.01925	0.00106
-15	/21.80	700.31	0.97023	18.88423	118.2	0.2	0.13129	0.02410	0.01850	0.00098
- 16	456.33	213.90	0.46874	12.12183	126.9	6.9	0.13975	0.02273	0.01988	0.00110
-17	528.67	337.85	0.63905	14.02749	121.8	6.6	0.13539	0.02210	0.01908	0.00105
- 18	485.76	310.80	0.63982	12.02958	119.9	4.6	0.12776	0.01543	0.018//	0.00072
-21	/64.19	354.68	0.46413	20.71646	127.5	4.7	0.13968	0.01783	0.01998	0.000/5
- 22	475.76	297.69	0.62571	11.51190	116.6	7.3	0.12827	0.01541	0.01825	0.00115
- 24	637.27	473.99	0.74378	16.61951	118.8	6.0	0.12436	0.01777	0.01861	0.00095
14XM-144										
-1	333.88	188.98	0.56600	7.99502	119.7	6.1	0.13300	0.02193	0.01874	0.00096
-2	441.64	316.91	0.71758	10.66127	118.5	7.4	0.12912	0.01769	0.01856	0.00117
- 3	470.13	331.57	0.70527	11.73146	122.3	4.6	0.13410	0.02544	0.01915	0.00073
- 4	481.34	299.42	0.62206	11.96476	127.7	2.9	0.14135	0.00889	0.02001	0.00045
- 5	550.21	476.90	0.86677	13.09247	117.9	3.9	0.13197	0.01672	0.01846	0.00062
- 6	296.34	218.21	0.73636	7.16687	127.9	12.4	0.13958	0.00323	0.02003	0.00196
- 7	18.36	473.77	0.91399	12.67196	119.9	10.1	0.13288	0.03639	0.01877	0.00160
- 8	428.12	290.07	0.67753	10.10295	120.3	5.3	0.13288	0.02554	0.01883	0.00083
- 9	493.71	319.59	0.64732	11.42302	123.2	4.0	0.13689	0.01328	0.01930	0.00064
- 10	487.39	381.73	0.78321	11.00748	119.3	4.1	0.12924	0.01693	0.01867	0.00064
- 11	516.49	327.65	0.63437	10.97580	117.5	6.2	0.13091	0.01995	0.01839	0.00099
- 13	439.13	352.03	0.80166	9.58638	118.0	4.4	0.12967	0.02329	0.01847	0.00070
- 14	425.46	285.26	0.67047	9.17712	116.8	7.8	0.12289	0.01811	0.01828	0.00123
- 18	492.62	299.06	0.60708	11.03963	119.6	15.7	0.13539	0.02744	0.01873	0.00248
- 21	430.01	344.32	0.80073	9.84658	118.3	5.0	0.13193	0.01231	0.01853	0.00078
- 22	412.48	277.20	0.67203	9.42385	124.4	8.6	0.14077	0.01582	0.01949	0.00137
- 23	310.84	208.50	0.67077	7.67828	124.7	7.1	0.13665	0.02416	0.01953	0.00113
- 24	437.85	333.87	0.76253	10.08921	115.7	11.2	0.12691	0.02736	0.01811	0.00177



图 4 雄梅铜矿非含矿斑岩(14XM138、14XM143、14XM144)的锆石阴极发光图(a、c、e)和 U-Pb 一致线年龄图(b、d、f) Fig. 4 Zircon CL images (a, c, e) and U-Pb concordant diagrams (b, d, f) of the barren porphyry (14XM138, 14XM143, 14XM144) in the Xiongmei copper deposit

2),平均为 67.06%, K₂O/Na₂O 比值平均为 0.42, 样 品在 TAS 图中(图略),也落入花岗闪长岩区,在 K₂O-SiO₂ 图(图 5a)中落在低钾拉斑岩系和中钾钙 碱性岩系。w(CaO)和w(MgO)分别为 2.37% ~ 4.16%和 1.25% ~ 1.85%。w(Fe₂O₃^T)为 2.54% ~3.9%, w(Al₂O₃)为 14.81%~17.03%, 平均为 16.18%。在 A/NK-A/CNK 图(图 5b)上, 非含矿斑 岩样品也都落在过铝质岩区, 但过铝质程度明显比 含矿斑岩要低。

分析结果表明,雄梅矿区含矿斑岩w(Cu)在

copper deposit											
40.75	组合样品号:14XM										
组分 一	139	140	141	142	143(1)	143(2)	145	146	147	148	
SiO ₂	64.36	64.99	63.90	67.83	66.57	67.11	69.89	69.98	70.92	65.06	
Al_2O_3	16.98	17.03	16.77	16.32	16.68	16.30	15.00	14.92	14.81	16.96	
Fe ₂ O ₃	0.13	0.39	0.27	0.82	1.26	0.84	0.16	0.26	0.08	0.58	
FeO	2.86	2.95	3.27	2.33	1.52	1.53	2.87	2.70	2.61	2.36	
MgO	1.76	1.85	1.84	1.64	1.35	1.25	1.60	1.59	1.50	1.76	
CaO	3.99	4.16	2.92	4.12	2.37	2.51	3.48	3.65	3.27	3.88	
Na ₂ O	3.79	3.41	2.43	3, 53	4.24	4.22	3.26	3.37	3.38	4.15	
K ₂ O	1.55	1.62	3.85	0.57	1.45	1.65	0.69	0.61	0.69	0.87	
MpO	0.06	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	
TiO	0.41	0.05	0.39	0.38	0.33	0.31	0.36	0.36	0.35	0.40	
$P_{2}O_{7}$	0.41	0.10	0.39	0.30	0.35	0.09	0.30	0.30	0.35	0.40	
烧失量	3.65	2 65	3.80	1 97	3.87	3.93	2 17	2:07	1.88	3 47	
² ² ² ²	00.63	00.58	00.57	00.64	00.76	00.76	2.17	00.62	00.61	00 65	
Dh.	99.03 03.70	99.30 86.70	101 00	37 30	99.70	99.70 117.00	51.10	42.00	51.70	51.60	
KD Sm	278 00	211 00	248.00	252 00	248.00	210.00	247.00	42.90	262 00	221 00	
Dr.	278.00	311.00	248.00 615.00	233.00	248.00	219.00	140.00	205.00	202.00	101 00	
Da Tl	277.00	370.00	6 20	6 42	7 28	140.00	6 15	205.00	218.00	7 40	
In	1.55	7.81	0.89	0.45	1.50	9.01	0.15	0.01	0.00	1.52	
U	1.05	1.60	1.57	1.23	1.04	2.05	1.20	1.29	1.28	1.55	
Nb	5.41	5.39	4.88	4.86	4.85	5.75	4.19	4.78	4.95	5.31	
la 7	0.60	0.58	0.53	0.50	0.60	0.80	0.49	0.49	0.49	0.5/	
Zr	117.00	103.00	120.00	109.00	127.00	120.00	93.20	87.80	96.80	108.00	
Hi	3.72	3.65	3.64	3.20	4.29	4.19	2.82	2.49	2.82	3.13	
Co	7.93	9.73	6.11	11.00	6.48	6.00	10.90	10.10	9.75	9.53	
N1	12.10	12.70	11.00	12.30	10.10	8.20	11.50	11.60	12.60	11.70	
Cr	15.70	13.10	11.10	7.21	7.43	7.24	11.20	11.50	11.80	12.90	
V	42.20	39.10	35.30	35.20	23.80	23.70	38.60	39.10	40.60	39.40	
Sc	7.27	6.96	6.50	5.96	4.87	5.13	5.77	5.80	5.94	7.17	
Li	14.50	16.60	17.90	8.13	12.10	11.80	8.71	10.30	10.80	22.60	
Cs	5.64	5.27	6.72	4.52	6.04	4.99	4.58	4.25	4.09	4.90	
Ga	15.60	16.70	15.10	15.60	15.70	16.70	15.80	15.20	15.90	16.60	
ln C	0.10	0.05	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	
Cu Ph	52.10 10.80	0.95 8.00	0.01	225.00	5.86	96.40	218.00	98.30	139.00	8.77 16.20	
ru Zn	48 90	26.70	8.73 25.40	24 70	18 30	16.80	21 40	19 90	21 20	49 30	
Sh	0.49	0.11	θ.11	0.11	0.17	0.14	0.07	0.06	0.07	0.17	
Bi	0.14	0.13	0.11	0.10	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	
Mo	0.57	0.47	1,00	0.52	0.39	0.41	0.57	0.46	0.66	0.43	
Cd	0.17	0.14	0.12	0.08	0.15	0.14	0.13	0.10	0.08	0.14	
La	17.70	20.00	15.60	14.40	15.30	19.30	15.60	14.60	14.40	16.50	
Ce	37.70	41.50	32.50	29.90	28.70	36.90	32.20	30.30	30.20	34.30	
Pr	3.67	4.00	3.09	2.86	2.83	3.53	3.18	2.90	2.95	3.39	
Nd	13.90	15.40	11.90	10.70	10.80	12.90	12.00	11.00	10.70	12.60	
Sm	2.48	2.66	2.17	1.95	1.86	2.24	2.09	1.98	1.94	2.38	
Gd	2 34	$ \begin{array}{c} 0.81 \\ 2.40 \end{array} $	1.97	1.75	1.81	2 15	1.92	1.76	1.80	0.72	
Th	0.39	0.41	0.35	0.31	0.35	0.39	0.33	0.31	0.31	0.38	
Dv	2.13	2.22	1.96	1.68	1.83	2.16	1.71	1.65	1.63	2.04	
Ho	0.45	0.41	0.38	0.34	0.37	0.41	0.34	0.31	0.32	0.40	
Er	1.25	1.27	1.16	0.96	1.14	1.27	0.95	0.89	0.95	1.17	
Tm	0.20	0.21	0.19	0.16	0.18	0.21	0.16	0.14	0.15	0.18	
Yb	1.34	1.37	1.22	1.03	1.27	1.35	1.01	0.97	0.96	1.25	
Lu	0.20	0.20	0.17	0.16	0.20	0.22	0.16	0.16	0.14	0.19	
Y	12.30	12.10	11.40	10.40	11.40	12.30	9.70	9.38	9.55	11.80	
2REE	84.50	92.85	73.38	66.92	67.23	83.71	72.31	67.57	67.11	77.68	
LKEE HDFF	/0.21	84.31 8 19	03.98 7.40	6 30	00.08	/3.30 8 15	03.13 6.57	01.38 6.10	6 25	7 80	
I REE/HEEE	0.50 0.10	0.40	8 97	0.39	7.13 8.41	0.15	10.00	0.19	0.25 0.74	7.00 8.06	
La _N /Yb _N	8.91	9,84	8,62	9.43	8.12	9.64	10.00	10.17	10.12	8.90	
δCe	1.13	1.12	1.13	1.12	1.05	1.08	1.10	1.12	1.12	1.10	
δEu	0.96	0.98	1.06	1.18	0.99	0.96	1.01	0.98	1.10	0.96	

表 2 雄梅铜矿床的非含矿斑岩常量元素(w(B)/%)、微量元素和稀土元素(w(B)/10⁻⁶)分析结果

Table 2 Major (w(B)%), trace and rare earth (w(B)/10⁻⁶) element analyses of the barren porphyry in the Xiongmei

注:ôEu=Eu_N/(Sm_N×Gd_N)^{1/2},比值单位为1。



图 5 雄梅矿区含矿斑岩和非含矿斑岩地球化学图

a. K₂O-SiO₂ 图(底图据 Peccerillo et al. ,1976); b. A/NK-A/CNK 图(A/NK为 Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)的摩尔比,A/CNK为 Al₂O₃/ (K₂O+Na₂O+CaO)的摩尔比,底图据 Maniar et al. , 1989)

Fig. 5 Diagrams of geochemistry for the ore-bearing porphyry and barren porphyry in the Xiongmei deposit a. K₂O-SiO₄ after Peccerillo et al. ,1976); b. A/NK-A/CNK(A/NK is the molar ratio of Al₂O₃/(Na₂O+K₂O), A/CNK is the molar ratio of Al₂O₄/(K₂O+Na₂O+CaO) after Maniar et al. ,1989)

767×10⁻⁶~19476×10⁻⁶之间(曲晓明等,2012a), 平均为 5682×10⁻⁶,非含矿斑岩 α (Cu)在 6.61× 10⁻⁶~225×10⁻⁶之间,平均为 101×10⁻⁶,前者大 大地高于后者。除此之外,含矿斑岩比非含矿斑岩 具有较高的 K₂O, P₂O₅, Fe₂O₃ 含量和较低的 CaO, MnO, N₂O 含量。

Feis(1978)研究了斑岩铜矿的控制因素和岩体 含矿性,认为有利于斑岩铜矿形成的条件是岩浆含 Al₂O₃高,含碱金属和碱土金属较低,既Al₂O₃/(K₂O + Na₂O+CaO)比值较高。该学者在研究美国西南 部斑岩铜矿带和加勒比海斑岩铜矿带时,应用岩体 SiO₂含量及Al₂O₃/(K₂O + Na₂O + CaO)比值作为 区分含矿岩体与非含矿岩体的准则(图6)。在SiO₂-A/CNK 图(图6)中,雄梅矿区含矿斑岩除一个样品 外 均落于含矿岩体区域,而非含矿斑岩全部落于无 矿岩体区域,与Feis(1978)的结论一致。因此,在进 行斑岩铜矿勘查时,SiO₂-A/CNK 图解可作为划分含 矿岩体和非含矿岩体的判别准则(Feiss,1978)。

4.2 微量元素

雄梅矿区含矿斑岩和非含矿斑岩的微量元素原始地幔标准化蛛网图见图 7a,从图中可以看出,雄梅矿区含矿斑岩和非含矿斑岩的微量元素分布特征基本一致,都是富集大离子亲石元素(LILE)Rb、Th、U、K、Pb,亏损高场强元素(HFSE)Nb、Ta、Ti,显示



图 6 雄梅矿区含矿斑岩和非含矿斑岩的 SiO₂-A/CNK 图解 (底图据 Feiss ,1978)

A/CNK 为 Al₂O₃/(K₂O + Na₂O + CaO)的摩尔比 Fig. 6 SiO₂-A/CNK diagram of the ore-bearing porphyry and barren porphyry in the Xiongmei deposit (base map after Feiss, 1978) A/CNK is the molar ratio of Al₂O₃/(K₂O + Na₂O + CaO)

出岛弧岩浆岩的基本特征(Wilson,1989),反映了俯 冲组分对岩浆作用产生过影响。除此之外,两者之 间还存在着一些显著差异,如含矿斑岩 K 含量明显 高于非含矿斑岩,Sr 在部分含矿斑岩样品中出现明 显亏损 Zr、Hf 则普遍低于非含矿斑岩。这些差别说 明两者虽然处于相同的造山带环境,但在具体的形





成和演化过程中还是存在着一些差异。

4.3 稀土元素

图 7b 是雄梅铜矿含矿斑岩和非含矿斑岩的稀 土元素球粒陨石标准化分布曲线。从图中可以看 出,含矿斑岩和非含矿斑岩稀土元素含量总体均较 低相对富集轻稀土元素,中、重稀土元素之间缺少 分异。含矿斑岩的 Σ REE 在 48.9×10⁻⁶~82.33× 10⁻⁽(曲晓明等,2012a),平均为 70.66×10⁻⁶;有较 明显的 Eu 负异常 δ Eu=0.45~1.10,平均为 0.84。 Eu 含量变化范围大,从弱的正 Eu 异常到明显的负 Eu 异常,与 Sr 含量的变化相一致,共同指示着岩浆 演化过程中发生过斜长石的结晶分离作用。非含矿 斑岩 Σ REE 在 66.92×10⁻⁶~92.85×10⁻⁶,平均 75.33×10⁻⁶,无 Eu 异常 δ Eu=0.96~1.18,平均为 1.02,说明非含矿斑岩在岩浆结晶分异过程中没有 发生过斜长石的结晶分离作用。

5 讨 论

5.1 岩浆源区

Chappell 等(1974)在研究澳大利亚 Lachlan 褶 皱带早古生代花岗岩时提出了 I 型和 S 型花岗岩的 定义,指出 S 型花岗岩(含火山岩)的源岩以沉积岩 或变质沉积岩等壳层沉积物为主。Sylvester(1998) 进一步阐述了强过铝质 S 型花岗岩的特征,指出典 型的强过铝质 S 型花岗岩应该含白云母、堇青石、石 榴子石等过铝质矿物,A/CNK>1.1,刚玉标准分子 大于 1%(Miller et al., 1980)。雄梅铜矿区含矿斑 岩的 A/CNK 为 1.28~2.25,平均值为 1.80(> 1.1), CIPW 标准矿物中刚玉含量 4.38%~ 10.02%,平均为 7.88%,属强过铝质花岗岩范畴。 非含矿斑岩的 A/CNK 为 1.12~1.30,平均值为 1.19(>1.1), CIPW 标准矿物中刚玉含量 3.36%~ 7.35%,平均值 4.99%,也应该属于强过铝质花岗 岩。在 Zr-TiO₂、ACF、SiO₂-La、SiO₂-Th 图(图 8a~ d)中 雄梅矿区含矿斑岩和非含矿斑岩均落入 S 型 花岗岩区域,反映出它们的岩浆源区均来自地壳沉 积岩。

虽然大多数的地质学家认为斑岩铜矿在空间上 和成因上均与高氧化、磁铁矿系列 I 型花岗岩相关, 但在班公湖-怒江铜矿带上的确存在着一套含矿的 S 型花岗岩,周玉(2012)认为波龙铜矿区含矿花岗闪 长斑岩为较典型的 S 型花岗岩类。

实验岩石学研究表明,多种源岩的部分熔融均可以产生过铝质的花岗质熔体。地壳中基性岩类的部分熔融可形成化学成分偏基性的花岗闪长质的准过铝质花岗岩类,而地壳中碎屑沉积岩类的部分熔融可形成偏酸性的过铝质花岗岩类(Winther,1996; Johannes et al.,1996)。Sylvester(1998)研究指出, CaO/Na₂O-Al₂O₃/TiO₂和A/MF-C/MF图解可以反映过铝质花岗岩的源区物质成分特征。Chappell等 (1992)研究指出,强过铝质花岗岩 CaO、Na₂O 含量 低与它们的沉积源区有关。CaO/Na₂O 比值主要依赖于斜长石/黏土比值,在泥质岩源岩(贫斜长石)中





Fig. 8 Genetic types of discrimination diagrams of the ore-bearing porphyry and barren porphyry in the Xiongmei deposit a. TiO₂-Zr; b. ACF diagram (base map after Nakada et al. , 1979); c. La-SiO₂ diagram (after Shi et al. , 2014); d. Th-SiO₂ diagram (after Shi et al. , 2014)

该比值低,而在杂砂岩源岩(贫黏土)中该比值较高 (钟长汀 2007)。以CaO/Na₂O=0.3为界,大于0.3 者为杂砂岩部分熔融而成,小于0.3者为泥质岩部 分熔融而成(Skjerlie et al., 1996)。

雄梅铜矿区含矿斑岩的 CaO/Na₂O 比值为 0.23 ~1.05,平均 0.54,部分样品 CaO/Na₂O 比值大于 0.3 部分样品 CaO/Na₂O 比值小于 0.3。非含矿斑 岩 CaO/Na₂O=0.56~1.22,平均为 0.98,比值远大 于 0.3。在 CaO/Na₂O-Al₂O₃/TiO₂ 图(图 9a)中,含 矿斑岩样品一部分落入泥质岩熔融区,一部分落入 杂砂岩熔融区,而非含矿斑岩样品全部落入杂砂岩 熔融区。而在 A/MF-C/MF 图(图 9b)中,含矿斑岩 基本都投影在变泥质岩部分熔融区或其边缘,而非 含矿斑岩都投影在变砂岩部分熔融区。因此推断, 雄梅铜矿区含矿斑岩的源岩应该以泥质岩为主,而 非含矿斑岩的源岩应该为杂砂岩。在碰撞后阶段, 在俯冲组分影响下形成的地幔岩浆上侵引起地壳泥 砂质沉积岩熔融能够产生高温强过铝质 S 型花岗岩 (Sylvester,1998)。

5.2 岩浆形成条件

据 Sylvester(1998)研究,世界上强过铝质花岗 岩主要形成于后碰撞构造环境,按照形成条件可划 分为2类:高温型强过铝质花岗岩和高压型强过铝 质花岗岩。这2种不同类型的强过铝质花岗岩可以



图 9 雄梅铜矿区含矿斑岩和非含矿斑岩 CaO/Na₂O-Al₂O₃/TiO₂(a,底图据 Sylvester,1998)和 A/MF-C/MF (b,底图据 Altherr et al. 2000)源区物质判别图

A/MF为Al₂O₃/(MgO+FeO^T)的摩尔比 C/MF是CaO/(MgO+FeO^T)的摩尔比

Fig. 9 CaO/Na₂O-Al₂O₃/TiO₂(a, diagram after Sylvester, 1998) and A/MF-C/MF (b, diagram after Altherr et al. 2000) diagram of the ore-bearing porphyry and barren porphyry from the Xiongmei deposit

A/MF is the molar ratio of $Al_2O_3/(MgO + FeO^T)$, C/MF is the molar ratio of CaO/(MgO + FeO^T)

反映其各自形成的动力学环境。Sylvester(1998)认 为温度升高时,含钛矿物(如黑云母、钛铁矿)更易分 解,使得更多的 TiO₂ 进入熔浆,因此,过铝质花岗岩 中 Al₂O₃/TiO₂ 比值主要依赖于温度,Al₂O₃/TiO₂ 比 值较高者(>100),形成于低温条件(825~900℃); Al₂O₃/TiO₂ 比值较低者(<100),形成于高温条件 (900~950℃)。雄梅铜矿区含矿斑岩和非含矿斑岩 的 Al₂O₃/TiO₂ 比值为 40.95~52.24,全部小于100, 反映岩浆源区的部分熔融温度为高温(>900℃),它 们应为高温类型的强过铝质花岗岩。

在后碰撞环境中,促使地壳熔融的热源主要有 以下几种:① 地壳加厚引起的大量放射性同位素衰 变;② 构造剪切带的剪切生热;③ 幔源基性岩浆底 侵;④ 岩石圈拆沉引起的地幔软流圈物质上涌(时 章亮等 2009)。然而,地壳加厚所引起放射性同位 素衰变产生足以使地壳广泛熔融的热量,至少需要 120 Ma(Turner et al.,1993),因此可以排除方式①; 构造剪切生热模式虽然经常用于解释地壳浅部且固 相线温度较低的淡色花岗岩的产生(Nabelek et al., 2004),但其温度上限仅可达到 590℃,与雄梅矿区含 矿斑岩和非含矿斑岩形成温度(>900℃)相差甚远, 由此可排除方式②;Sylvester(1998)认为,高温型强 过铝质花岗岩形成过程中在同碰撞时期地壳增厚不 明显(<50 km),但在后碰撞阶段,由于发生岩石圈 的拆沉作用及随后的软流圈上涌或玄武岩浆的底 侵、部分地壳发生深熔作用,形成了大规模、热的强 过铝质花岗岩,并伴随着高温(低压)变质作用(钟长 汀等,2007)。

黎彤等(2011)根据大洋地壳、大陆地壳、上地幔 和岩石圈的元素丰度资料 ,分别求出大洋岩石圈和 大陆岩石圈元素丰度近似值 ,可用作研究化学元素 在洋圈或陆圈内各地区分布特征的地球化学背景 值。其计算的陆圈中陆壳 Cr、Co、Ni 的元素丰度分 别为 90×10⁻⁶、20×10⁻⁶及 71×10⁻⁶,陆圈中陆幔 Cr、Co、Ni 的元素丰度分别为 100×10⁻⁶、148×10⁻⁶ 及 1010×10⁻⁶,陆圈中陆幔 Cr、Co、Ni 的元素丰度 均高于陆壳中的含量。而雄梅含矿斑岩中 w(Cr) u(Co), w(Ni)平均分别为 30.09×10⁻⁶、16.34× 10⁻⁶和 14.48 × 10⁻⁶,均高于非含矿斑岩中的 u(Cr)u(Co)u(Ni)平均值(10.92×10⁻⁶、8.75 ×10⁻⁶、11.38×10⁻⁶)。在图 10 中,含矿斑岩的 Cr、 Ni的含量明显高于非含矿斑岩中的含量,这表明形 成含矿斑岩的岩浆很可能有幔源物质的加入。曲晓 明等(2012b)在班公湖-怒江缝合带的申扎-班戈一带 发现一批 A 型花岗岩(109.6~113.7 Ma) 这些由幔 源的铁镁质地壳物质部分熔融分异形成的 A 型花岗 岩暗示着在早白垩世晚期申扎₋班戈一带发生幔源 岩浆的底侵。 在 130~110 Ma , 班公湖-怒江缝合带的



图 10 雄梅铜矿区含矿斑岩与非含矿斑岩 Cr-Cu(a)和 Ni-Cu(b)判别图

Fig. 10 Cr-Cu(a) and Ni-Cu(b) diagram of the ore-bearing porphyry and barren porphyry from the Xiongmei deposit

狮泉河-纳木错广泛发育火山活动(宋扬等,2014)。 因此,推断雄梅矿区含矿斑岩和非含矿斑岩是由底 侵的幔源岩浆提供热源,地壳中的泥质岩和杂沙岩 在相对较高的温度下发生部分熔融形成的。

5.3 分离结晶过程

对花岗岩主要矿物中微量元素分配系数的研究 表明 根据 Rb、Sr、Ba 在斜长石、钾长石和黑云母中 的分配行为,可估算出结晶分离矿物或熔融残留矿 物对熔体成分的影响(陶琰等,2011)。在判别分离 结晶矿物种类的 Ba-Sr 和 Rb/Sr-Sr 图解(图 11)中, 含矿斑岩沿着斜长石 + 钾长石的分离结晶趋势分 布,表明岩浆结晶过程中发生过斜长石和钾长石的 分离结晶作用。而非含矿斑岩在图中则沿着钾长石 与黑云母的分离结晶趋势分布,表明岩浆演化受钾 长石+黑云母的分离结晶作用控制。雄梅矿区含矿 斑岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线出现明显的 Eu 负异常,也表明成岩过程中发生过斜长石的结晶 分异。而非含矿斑岩中暗色矿物(黑云母)极少,在 Rb/Sr-Sr 图解(图 11b)上,反映了非含矿岩浆经历 过黑云母的分离结晶。在微量元素原始地幔标准化 蛛网图(图 7a)和稀土元素球粒陨石标准化分布曲线 图(图7b)中,含矿斑岩表现出的明显的Sr亏损和Eu



图 11 雄梅含矿斑岩和非含矿斑岩 Ba-Sr(a)图解和 Rb/Sr-Sr(b)图解(底图据 Rollinson,1993) Fig. 11 Ba/Sr(a) and Rb/Sr-Sr(b) diagram of ore-bearing porphyry and barren porphyry in Xiongmei (diagram after Rollinson,1993)

负异常也印证了斜长石分离结晶作用对岩石的影 响。

5.4 成矿构造环境

班公湖-怒江铜矿带地处藏北高原腹地,基础地 质工作程度低 再加上班公湖-怒江缝合带本身构造 演化历史复杂,使得人们围绕该铜矿带的成矿环境 一直存在着较大的争论。佘宏全等(2009),李金祥 等(2010),李光明等(2011),祝向平等(2011),耿全 如等(2011)和唐菊兴等(2013)主要依据含矿岩体的 岩石地球化学特征,得出该铜矿带西端多龙矿集区 形成于俯冲岛弧环境;而曲晓明等(2006;2015),王 保弟等(2013)依据斑岩铜矿形成时的沉积环境,认 为该铜矿带形成于碰撞后环境。这里首先需要明确 的一个问题是:班公湖-怒江中特提斯洋盆是什么时 候闭合的。Kapp 等(2003)根据沉积地层的掩盖关 系 把斑公湖-怒江洋盆的闭合时间限定在侏罗纪末 一白垩纪初,即145 Ma前后。陈玉禄等(2002)用 Rb-Sr 等时线法测定了缝合带中段去申拉组火山的 年龄为早白垩世(126 Ma),并认为是碰撞造山的产 物。Harris 等(1990)把拉萨地块北缘 130~120 Ma 的花岗岩和 $110 \sim 80 \text{ Ma}$ 的火山岩都看作是碰撞后 岩浆作用的产物。近年来取得的最新研究成果,也 倾向于班公湖₋怒江中特提斯洋盆闭合时间偏早。◎ 如 Sui 等(2013)对拉萨地块北缘 110 Ma ± 的火山-侵入岩研究后,指出这些火山岩形成于碰撞后地壳

100 а 口含矿斑岩 ▲非含矿斑岩 同碰撞花岗岩 10 Rb/Zr 碰撞后花岗岩 1 火山弧花岗岩 0.165 70 75 80 60

增厚环境,并认为班公湖-怒江缝合带中段140~110 Ma 期间为陆-陆碰撞阶段。近年来,曲晓明等 (2012b)在班公湖-怒江缝合带中段班戈-申扎地区首 次发现了一套 A 型花岗岩,通过系统的锆石 U-Pb 年龄测定和岩石地球化学分析 ,得出了班公湖-怒江 中特提斯洋盆至少应该在早白垩世初(140~130 Ma 之间)闭合的结论。吉林地调院在班戈地区 1:5 万 地质填图的最新成果(青藏专项 2013 年度成果汇 报)为班公湖-怒江缝合带中段洋盆的闭合时间和铜 矿床的形成环境提供了更为直接的证据。这些成果 表明,作为雄梅斑岩铜矿直接围岩的早白垩世多尼 组砂板岩系沉积岩,其形成环境是滨海相-陆相过渡 环境。这就意味着这些沉积岩形成时班公湖-怒江 缝合带的陆-陆碰撞已经开始,因为滨海相沉积环境 指示着两个大陆架已经对接(即陆-陆碰撞开始)。

班公湖-怒江中特提斯洋盆的闭合时间发生在 早白垩世初 140~130 Ma 之间 ,而雄梅铜矿含矿斑 岩的形成年龄为 106.7 Ma,由此不难得出该铜矿床 的成矿构造环境为碰撞后造山阶段。在 Rb/Zr-SiO2 图(图 12a)中 雄梅矿区含矿斑岩和非含矿斑岩样品 基本都落入后碰撞环境中。在花岗岩形成环境的微 量元素 Rb-Y + Nb 判别图(图 12b)中,多数样品也是 落入或靠近碰撞后花岗岩区域。

在碰撞后阶段 造山带内的构造体制以大型剪 切带的大规模水平运动为特征 应力体制由剪压向



雄梅矿区含矿斑岩和非含矿斑岩 Rb/Zr-SiO(a)和 Rb-Y+Nl(b) 判别图解(图 a 据 Harris et al., 1986; 图 12 图 b 据 Pearce, 1996)

Fig. 12 Rb/Zr-SiO(a)and Rb-Y + Nl(b)diagram of the ore-bearing porphyry and barren porphyry from the Xiongmei deposit (a diagram after Harris et al., 1986; b diagram after Pearce, 1996)

剪张转换(Liegeois et al.,1998)。此时,这一时期由 于以下原因:① 剪切带活动强烈;② 岩石圈地幔在 这一时期受到了交代改造;③ 岩石圈结构在壳幔两 个层次上均有剧烈变化;④ 温度回升速度快。造山 带中各种源区特别容易活化(Tack et al.,1994)。 这些条件决定了碰撞后阶段对于铜矿床的成矿过程 是十分有利的,与岛弧阶段的铜矿相比具有明显的 优势。

6 结 论

(1) 雄梅铜矿区含矿斑岩为中钾-高钾钙碱性岩,而非含矿斑岩为低钾拉班岩系和中钾钙碱性岩。 含矿斑岩和非含矿斑岩均属于典型的强过铝质 S型 花岗岩。

(2) 雄梅矿区含矿斑岩的锆石 U-Pb 年龄为 (106.70±0.48) Ma(曲晓明等,2012a),3 个非含矿 斑岩锆石 U-Pb 年龄分别为(121.8±2.3) Ma、 (122.8±2.1) Ma和(121.5±2.5) Ma表明非含矿 斑岩形成于含矿斑岩之前,但两者都形成于碰撞后 造山阶段。

(3)含矿斑岩的源岩以地壳中的泥质沉积岩为 主 非含矿斑岩的源岩为地壳中的杂砂岩。造山带 演化进入碰撞后阶段,幔源岩浆底侵引起地壳泥砂 质岩石熔融,形成了雄梅铜矿区的含矿斑岩和非含 矿斑岩。

(4)在岩浆结晶分异过程中,含矿岩体受斜长 石+钾长石结晶分离的控制,非含矿岩体受钾长石 +黑云母结晶分离的控制。

References

- Altherr R , Holl A , Hegner E , et al. 2000. High-potassium , calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides : Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany I J]. Lithos , 50 : 51-73.
- Chappell B W and White A J K. 1974. Two contrasting granite types [J]. Pacific Geology, 8:173-174.
- Chappell B W and White A J K. 1992. I-and S-type granites in the Lachlan fold belt[J]. Trans. R. Soc. Edinburgh : Earth Science , 83:1-26.
- Chen Y L and Jiang Y S.2004. Age and significance of volcanic rock of Early Cretaceous in the Bange-Qieli cuo area in Tibel J J. Journal of

Geomechanics (1): 43-4% in Chinese with English abstract).

- Du D D , Qu X M , Wang G H , Xin H B and Liu Z B. 2011. Bidirectional subduction of the Middle Tethys oceanic basin in the west segment of Bangonghu-Nujing suture , Tibet : Evidence of zircon U-Pb LAICPMS dating and petrogeochemistry of arc granites[J]. Acta Petrologica Sinica , 27(7):1993-2002(in Chinese with English abstract).
- Feiss P G. 1978. Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits[J]. Econ. Geol. , 73(3): 397-404.
- Geng Q R , Pan G T , Wang L Q , Peng Z M and Zhang Z. 2011. Tethyan evolution and metallogenic geological background of the Bangong Co-Nujiang belt and the Qiangtang massif in Tibet[J]. Geological Bulletin of China , 30(8):1261-1274(in Chinese with English abstract).
- Geng Q R , Peng Z M , Zhang Z , Pan G T , Wang L Q , Guan J L , Jia B J and Xi Z Z. 2012. Bangong Co-Bujiang meltallogenic belt and tethyan evolution and metallogenic geological background of its neighboring region[M]. Beijing : Geological Publishing House. 1-230 (in Chinese with English abstract).
- Harris N B W, Pearce J A and Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism M J. Geological Society, London, Special Publications, 19(1):67-81.
- Harris N B W , Inger S and Ronghua X. 1990. Cretaceous plutonism in Central Tibet : An example of post-collision magmatism [J]? Journal of Volcanology and Geothermal Research , 44(1):21-32.
- Hou K J , Li Y H and Tian Y R. 2009. In situ U-Pb zircon dting using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS J]. Mineral Deposits , 28 (4):481-492 in Chinese with English abstract).
- Huang Q S , Shi R D , Ding B H , Liu D L , Zhang X R , Fan S Q and Zhi X C. 2012. Re-Os isotopic evidence of MOR-type ophiolite from the Bangong Co for the opening of Bangong-Nujiang Tethys Ocean[J]. Acta Petrologica et Mineralogica , 31(4): 465-478(in Chinese with English abstract).
- Johannes W and Holtz F. 1996. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks [M]. Berlin: Springer Verlag. 1-335.
- Kapp P , Yin A , Manning C E , Harrison T , Mark T , Michael H and Ding L. 2003. Tectonic evolution of the early Mesozoic blueschistbearing Qiangtang metamorphic belt , central Tibet J]. Tectonics , 2X 4):1043.
- Li G M , Duan Z M , Liu B , Zhang H , Dong S L and Zhang L. 2011. The discovery of Jurassic accretionary complexes in Duolong area , northern Bangong Co-Nujiang suture zone , Tibet , and its geologic

significance J]. Geological Bulletin of China , 30(8):1256-1260(in Chinese with English abstract).

- Li J X , Qin K Z , Li G M , Zhang T P , Xiao B , Zhao J X and Chen L. 2010. The chronological evidence of U-Pb and Ar-Ar form Duolong super gold-rich porphyry copper deposits of hydrothermal evolution J J. Mineral Deposits , 29(Supplement): 460-461(in Chinese).
- Li S M , Zhu D C , Wang Q , Zhao Z D , Sui Q L , Liu S A , Liu D and Mo X X. 2014. Northward subduction of Bangong-Nujiang Tethys : Insight from Late Jurassic intrusive rocks from Bangong Tso in western Tibe[[J]]. Lithos , 205 : 284-297.
- Li T and Yuan H Y. 2011. Element abundance in the oceanic and the continental lithopheres J]. Geochinica , 40(1):1-5(in Chinese with English abstract).
- Liegeois J P , Navez J , Hertogen J and Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkalinegranitoids. The use of sliding normalization[J]. Lithos A5(1):1-28.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids J J. Geological Society of America Bulletin , 101(5):635-643.
- Matte P , Taponnie P , Arnaud N , Borjot L , Avouac J P , Vidal P , Liu Q , Pan Y S and Wang Y. 1996. Tectonics of western Tibet , between the Tarims and the Indus[J]. Earth and Planetary Science Letters , 142(3-4):311-320.
- Miller C F and Bradfish L J. 1980. An inner cordilleran belt of muscovite-bering plutons J]. Geology & 92:412-416.
- Nabelek P I and Liu M. 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. J J. Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Science , 95:73-85.
- Nakada S and Takahashi M. 1979. Regional variation in chemistry of the Miocene intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and the Setouch Province of Southwest Japan[J]. Mining Geology, 85(9): 571-582.
- Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks[J]. Episodes , 19(4):120-125.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area , northern Turkey J J. Contributions to Mineralogy and Petrology , 58(1) 53-81.
- Pupin J P. 1980. Zircon and granite petrology [J]. Contribution to Mineralogy and Pertobgy 73 (3): 207-220.
- Qiangba Z X , Xie Y W , Wu Y W , Xie C M , Li Q L and Qiu J Q.

2009. Zircon SIMS U-Pb dating and its significance of cumulate gabbro from Dengqen ophiolite, eastern Tibet, China J J. Geological Bulletin of China, 28(9):1253-1258(in Chinese with English abstract).

- Qu X M and Xin H B. 2006. Ages and tectonic environment of the Bangong Co porphyry copper belt in western Tibet , China J J. Geological Bulletin of China , 25(7): 792-799(in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Wang R J, Xin H B, Zhao Y Y and Fan X T. 2009. Geochronology and geochemistry of igneous rocks related to the subduction of Tethys oceanic plate along the Bangong Lake arc zone, the western Tibetan Plateau[J]. Geochimica, 38(6):523-535(in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Xin H B, Zhao Y Y, Wang R J and Fan X T. 2010. Opening time of Bangong Lake Middle Tethys oceanic basin of the Tibet Plateau: Constraints from petro-geochemistry and zircon U-Pb LAICPMS dating of mafic ophiolites J J. Earth Science Frontiers, 17(3):53-63 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Wang R J, Dai J J, Li Y G, Qi X, Xin H B, Song Y and Du D
 D. 2012a. Discovery of Xiongmei porphyry copper deposit in middle segment of Bangonghu-Nujiang suture zone and its significance J].
 Mineral Deposits 31(1):1-12(in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Xin H B, Du D D and Chen H. 2012b. Ages of post-collisional A-type granite and constraints on the closure of the oceanic basin in the middle segment of the Bangonghu-Nujiang suture, the Tibetan plateau[J]. Geochimica ,41(1):1-14(in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Wang R J, Xin H B, Jiang J H and Chen H. 2012c. Age and petrogenesis of A-type granites in the middle segment of the Bangonghu-Nujiang suture, Tibetan plateau J. Lithos, 146-147:264-275.
- Qu X M , Fan S F , Ma X D and Song Y. 2015. The post-collisional copper ore deposits of the Bangonghu-Nujiang metallogenic belt , the Tibet plateau[J]. Mineral Deposits , 34(3): 431-448 (in Chinese with English abstract).
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: Evaluation , presentation , interpretatior[C]. Longman Scientific & Technical , London. 1-352.
- Shen H Q, Li J W, Ma D F, Li G M, Zhang D Q, Feng C Y, Qu W J and Pan G T. 2009. Molybdenite Re-Os and SHRIMP zircon U-Pb dating of Duobuza porphyry copper deposit in Tibet and its geological implications J]. Mineral Deposits (6):737-746(in Chinese with

English abstract).

- Shi Z L , Zhang H F and Cai H M. 2009. Petrogenesis of strongly peraluminous granites in markan area ,Songpan fold belt and its tectonic implication [J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences , 34(4) 570-584(in Chinese with English abstract).
- Skjerlie K P and Johnston A D. 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases : Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins[J]. J. Petrol. , 37 661-691.
- Song Y, Tang J X, Qu X M, Wang D H, Xin H B, Yang C, Lin B and Fan S F. 2014. Progress in the study of mineralization in the Bangongco-Nujiang metallogenic belt and some new recognition [J]. Advances in Earth Science, 29(7): 795-809(in Chinese with English abstract).
- Srimal N. 1986. India-Asia collision : Implications from the geology of the eastern Karakoran [J]. Geology , 14(6): 523-527.
- Sui Q L , Wang Q , Zhu D C , Zhao Z D , Chen Y , Santosh M and Mo X X. 2013. Compositional diversity of ca. 110 Ma magmatism in the northern LhasaTerrane , Tibet : Implications for the magmatic origin and crustal growth in a continent-continent collision zone [J]. Lithos , 168 :144-159.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites J. Lithos A5(1-4) 29-44.
- Tack L , Liegeois J P , Deblond A and Duchesne J C. 1994. Kibaran Atype granitoids mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi J J]. Precambrian Research 68 323-356.
- Tang J X , Zhang Z , Li Z , Sun Y , Yao X F , Hu Z H , Wang H X , Song J L and He L. 2013. The metallogensis , deposit model and prospecting direction of the Ga 'ergiong-Galale copper-gold ore field , Tibe[J]. Acta Geoscientica Sinica , 34(4): 385-394(in Chinese with English abstract).
- Tao Y, Bi X W, Li J G, Zhu F L, Liao M Y and Li Y B. 2011. Geochemistry and petrogenesis of the Jitang granitoids in Tibet, SW China J. Acta Petrologica Sinica, 27(9): 2763-2774 (in Chinese with English abstract).
- Turner S , Hawkesworth C and Liu J. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks J]. Nature ,364(6432): 50-54.
- Wang B D , Xu J F , Liu B M , Chen J L , Wang J L , Guo L , Wang D B and Zhang W P. 2013. Geochronology and ore-forming geological bankground of 90 Ma porphyry copper deposit Lhasa terrane , Tibet plateau[J]. Acta Geologica Sinica ,87(1):71-80(in Chinese with

English abstract).

- Wilson B M. 1989. Igneous petrogenesis a global tectonic approach [A]. Zircon and granite petrology [C]. Conrtibutions to Mineralogy and Petrology, Springer. 73(3) 207-220.
- Winther K T. 1996. An experimentally based model for origin of tonalitic and trondhjemitic melts J]. Chemical Geology ,127(1/3): 43-59.
- Zhong C T , Deng J F , Wan Y S , Mao D B and Li H M. 2007. Magma recording of Paleoproterozoic orogeny in central segment of northerm margin of North China Craton Geochemical characteristics and zircon SHRIMP dating of S-type granitoid J J Geochimica , 36(6):633-637 in Chinese with English abstract).
- Zhou Y. 2012. Elements geochemistry of ore-bearing porphyry in the Bolong copper mine district. Tibet (Master Thesis J D]. Tutor: Wen C Q. Chengdu: Chengdu University of Technology in Mineralogy. 34µ(in Chinese with English abstract).
- Zhu X P Chen H A Ma D F Huang H X Li G M Li Y B and Li Y C. 2011. Re-Os dating for the molybdenite from Bolong porphyry copper-gold deposit in Tibet , China and its geological significance[J]. Acta Petrologica Sinica , 27(7):2159-2164(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈玉禄 江元生. 2002. 西藏班戈-切里错地区早白垩世火山岩的时 代确定及意义[J]. 地质力学学报 & (1):43-49.
- 杜德道,曲晓明,王根厚,辛洪波,刘治博.2011.西藏班公湖-怒江缝 合带西段中特提斯洋盆的双向俯冲:来自岛弧型花岗岩锆石 U-Pb 年龄和元素地球化学的证据[]].岩石学报,27:1993-2002.
- 耿全如 潘桂棠,王立全,彭智敏,张璋. 2011. 班公湖怒江带羌塘地 块特提斯演化与成矿地质背景[J]. 地质通报,30(8):1261-1274.
- 耿全如,彭智敏,张璋,潘桂棠,王立全,关俊雷,贾宝江,刁志忠.
 2012. 班公湖-怒江成矿带及邻区特提斯演化与成矿地质背
 景[M]. 北京地质出版社. 1-230.
- 侯可军 ,李延河 ,田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微曲原位 U-Pb 定年技术[J]. 矿床地质 28(4):481-492.
- 黄启帅,史仁灯,丁炳华,刘德亮,张晓冉,樊帅权,支霞臣. 2012. 班 公湖 MOR 型蛇绿岩 Re-Os 同位素特征对班公湖-怒江特提斯洋 裂解时间的制约[J].岩石矿物学杂志,31(4):465-478.
- 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

- 李金祥 ,秦克章 ,李光明 ,张天平 ,肖波 ,赵俊兴 ,陈雷. 2010. 西藏班 公湖带多龙超大型富金斑岩铜矿床的岩浆-热液演化 :U-Pb 和 Ar-Ar 年代学的证据 J]. 矿床地质 29(增刊) 460-461.
- 黎彤 袁怀雨. 2011. 大洋岩石圈和大陆岩石圈的元素丰度 J]. 地球 化学,40(1):1-5.
- 强巴扎西,谢尧武,吴彦旺,解超明,李秋立,邱军强. 2009. 藏东丁青 蛇绿岩中堆晶辉长岩锆石 SIMS U-Pb 定年及其意义[J].地质通 报 28(9):1253-1258.
- 曲晓明,辛洪波. 2006. 藏西班公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构 造环境 J]. 地质通报 25(7):792-799.
- 曲晓明,王瑞江,辛洪波,赵元义,樊兴涛.2009. 西藏西部与班公湖 特提斯洋盆俯冲相关的火成岩年代学和地球化学[J]. 地球化 学,38(6):523-535.
- 曲晓明,辛洪波,赵元艺,王瑞江,樊兴涛,2010.西藏班公湖中特提斯 洋盆的打开时间:镁铁质蛇绿岩地球化学与锆石 U-Pb LAICPMS定年结果[J],地学前缘,17(3):53-63.
- 曲晓明,王瑞江,代晶晶,李佑国,戚迅,辛洪波,宋扬,杜德道. 2012a. 西藏班公湖-怒江缝合带中段雄梅斑岩铜矿的发现及意义[J]. 矿床地质,31(1):1-12.
- 曲晓明,辛洪波,杜德道,陈华. 2012b. 西藏班公湖-怒江缝合带中段 碰撞后 A 型花岗岩的时代及其对洋盆闭合时间的约束[J].地球 化学 A1(1):1-14.
- 曲晓明,范淑芳,马旭东,宋扬. 2015. 西藏班公湖-怒江成矿带上的 碰撞后铜矿[J]. 矿床地质 34(3):431-448.

- 佘宏全,李进文,马东方,李光明,张德全,丰成友,屈文俊,潘桂棠. 2009.西藏多不杂斑岩铜矿床辉钼矿 Re-Os 和锆石 U-Pb SHRIMP 测年及地质意义[].矿床地质 28(6):737-746.
- 时章亮,张宏飞,蔡宏明, 2009. 松潘造山带马尔康强过铝质花岗岩 的成因及其构造意义[1]. 地球科学,34(4),570-584.
- 宋扬,唐菊兴,曲晓明,王登红,辛洪波,扬超,林彬,范淑芳. 2014.西 藏班公湖-怒江成矿带研究进展及一些新认识[J],地球科学进 展,29(7):795-809.
- 唐菊兴 张志 ,李志军 ,孙燕 ,姚晓峰 ,胡正华 ,王红星 ,宋俊龙 ,何林. 2013. 西藏尕尔穷-嘎拉勒铜金矿集区成矿规律、矿床模型与找 矿方向[J]. 地球学报 34(4) 385-394.
- 陶琰 毕献武 李金高 朱飞霖 廖名扬 ,李玉帮. 2011. 西藏吉塘花岗 岩地球化学特征及成因[J]. 岩石学报 27(9):2763-2774.
- 王保弟,许继峰,刘保民,陈建林,王立全,郭琳,王冬兵,张万平. 2013. 拉萨地块北部 90 Ma 斑岩型矿床年代学及成矿地质 背景[J]. 地质学报 87(1):71-80.
- 钟长汀 邓晋福,万渝生,毛德宝,李惠民. 2007. 华北克拉通北缘中 段古元古代造山作用的岩浆记录:S型花岗岩地球化学特征及 锆石 SHRIMP 年龄[J]. 地球化学,36(6):633-637.
- 周玉. 2012. 西藏波龙铜矿区含矿斑岩元素地球化学研究(硕士论 文 [D].导师 温春齐. 成都:成都理工大学. 34 页.
- 祝向平,陈华安,马东方,黄瀚霄,李光明,李玉彬,李玉昌. 2011. 西 藏波龙斑岩铜金矿床的 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. 岩 石学报,27(7):2159-2164.