

西藏青草山斑岩铜金矿含矿斑岩锆石 U-Pb 年代学、微量元素地球化学及地质意义^{*}

周金胜¹ 孟祥金¹ 臧文栓² 杨竹森^{1**} 徐玉涛² 张雄²

ZHOU JinSheng¹, MENG XiangJin¹, ZANG WenShuan², YANG ZhuSen^{1**}, XU YuTao² and ZHANG Xiong²

1. 中国地质科学院矿产资源研究所 北京 100037

2. 中国地质大学 北京 100083

1. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2013-05-25 收稿, 2013-07-30 改回.

Zhou JS, Meng XJ, Zang WS, Yang ZS, Xu YT and Zhang X. 2013. Zircon U-Pb geochronology and trace element geochemistry of the ore-bearing porphyry in Qingcaoshan porphyry Cu-Au deposit, Tibet, and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11): 3755–3766

Abstract The Qingcaoshan porphyry Cu-Au deposit, located in the southern Qiangtang Terrane, southern to northern Bangongco belt, is a newly discovered porphyry Cu-Au deposit, having tremendous potential. Zircon U-Pb geochronology and trace element geochemistry of the ore-bearing granodiorite porphyry in the Qingcaoshan is studied first time in this article. Based on the LA-ICPMS U-Pb geochronological investigation of 13 zircon grains in ore-bearing porphyry, the weighted average of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of $114.60 \pm 1.20\text{Ma}$ (MSWD = 0.33) was attained. The age is consistent with the age of ore-bearing porphyry in the Duobuza porphyry Cu deposit and the metallogenic age of the Bolong porphyry Cu deposit, which also located in this belt. Using zircon Ti thermometer, the forming temperature of zircons was calculated and most of them less than 700°C . Such a low crystallization temperature indicates that porphyry magma derived from rocks that experienced melting under near-water saturated conditions. The trace element geochemical investigation of zircons show that the Qingcaoshan porphyry Cu-Au deposit formed in continental arc, and that is consistent with the forming setting of the Duobuza porphyry Cu deposit from the predecessors' study. Similar diagenetic or metallogenic age and the same tectonic setting indicate that Bangongco porphyry copper belt exist objectively, which is mainly composed of the Qingcaoshan porphyry Cu-Au deposit, the Duobuza porphyry Cu deposit and the Bolong porphyry Cu deposit. Based on the geochemical characteristics of contemporaneous volcanic rocks in the Qingcaoshan and the Duobuza deposit and combined with the classical metallogenic model of porphyry copper deposits in arc settings, we proposed the geodynamic mechanism of Bangongco porphyry copper belt. In the early cretaceous, Bangongco oceanic crust is subducting northward. When subducted down to a proper depth, mass dehydration effect occurred in oceanic plate and it caused partial melting of mantle wedge. The magma enriched in Cu and other components, which produced by the partial melting migrate upward and develop into a magma chamber related to mineralization in shallow crust. Some of them erupt and form Meiriquiecuo Formation volcanic rocks. Particular part of them emplace in hypabyssal-ultra shallow crust and form porphyritic plutons or porphyry deposits. With the magma emplaced in the different time and place, finally Bangongco porphyry copper belt is formed.

Key words LA-ICPMS U-Pb geochronology; Zircon trace element; Zircon Ti thermometer; Qingcaoshan; Bangongco porphyry copper belt

摘 要 西藏青草山斑岩铜金矿是班公湖-怒江缝合带北侧、羌塘地块南缘新发现的具有超大型远景的斑岩型铜金矿床。本文首次对青草山含矿花岗岩闪长斑岩的锆石进行了 LA-ICPMS U-Pb 年代学和微量元素地球化学研究,通过对含矿斑岩中锆石的 13 个点的 U-Pb 定年,得出锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $114.60 \pm 1.20\text{Ma}$ (MSWD = 1.07),此年龄与同样分布于该

* 本文受国家重点基础研究发展计划(973)项目(2011CB403104)、中国地质调查局地质调查计划项目(1212010918014)和 IGCP/SIDA/600 项目联合资助。

第一作者简介:周金胜,男,1989年生,硕士生,矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: zhoujinshengyx@sina.com

** 通讯作者:杨竹森,男,1964年生,博士,研究员,从事矿床学和矿床地球化学研究, E-mail: yangzhusen@vip.sina.com

带上的多不杂斑岩铜矿含矿斑岩成岩年龄、波龙斑岩铜矿成矿年龄基本一致。应用锆石 Ti 温度计,计算出含矿斑岩中绝大部分锆石的结晶温度小于 700℃,如此低的结晶温度指示含矿斑岩岩浆来源于水近饱和条件下发生的部分熔融。通过对锆石微量元素的研究,得出青草山含矿斑岩形成于活动大陆边缘的陆缘弧环境,这与人研究得出的多不杂斑岩铜矿的形成构造背景一致。相近的成岩成矿年龄和一致的形成构造背景揭示以多不杂、青草山、波龙斑岩铜(金)矿床为主要组成的班公湖-怒江斑岩铜矿带的客观存在。依据青草山斑岩铜金矿和多不杂斑岩铜矿的含矿斑岩和同期火山岩的地球化学特征,并结合已有弧环境斑岩铜矿的经典成矿模型,本文提出班公湖-怒江斑岩铜矿带形成的动力学机制,即在早白垩世,班公湖-怒江洋壳向北俯冲,大洋板片向下俯冲到一定深度时,发生大规模脱水作用,释放的流体交代上覆地幔楔,诱发其部分熔融,产生的富含成矿物质的岩浆向上运移,在浅部地壳发育成与成矿相关的岩浆房,部分岩浆上升直接喷出地表,形成下白垩统美日切错组火山岩,部分浅成-超浅成侵入成斑岩体及斑岩型矿床,随着岩浆的多点多期次侵入,最终形成班公湖-怒江斑岩铜矿带。

关键词 LA-ICPMS U-Pb 定年; 锆石微量元素; 锆石 Ti 温度计; 青草山; 班公湖-怒江斑岩铜矿带

中图法分类号 P588.13; P597.3

班公湖-怒江斑岩铜矿带是西藏地区继玉龙、冈底斯斑岩铜矿带之后,近些年新发现的又一具有巨大潜力的斑岩铜矿带,其主要分布在班公湖-怒江缝合带北侧,羌塘地块的南缘,包括多不杂大型斑岩铜矿、波龙斑岩铜金矿床。对其成因目前有着两种截然不同的认识,一是认为矿床的形成与班公湖-怒江洋壳向北俯冲增生作用相关(李光明等 2007; 李金祥等 2008; 余宏全等 2009); 另一种观点则是矿床形成于班公湖-怒江缝合带闭合后的碰撞后地壳隆升阶段(曲晓明和辛洪波 2006; 辛洪波等 2009)。

新近发现的青草山斑岩铜金矿床是班公湖-怒江斑岩铜矿带找矿的又一重要突破。前期勘查工作的初步成果,展示其具有大型、超大型矿床潜力,进一步明确了班公湖-怒江斑岩铜矿带的存在(据西藏中通隆盛矿业公司 2008^①)。本文对青草山斑岩铜金矿的锆石 U-Pb 年代学和微量元素地球化学进行了详细研究,并结合该带上的其他矿床,就班公湖-怒江斑岩铜矿带的形成时限、成矿构造背景和成矿动力学机制作一探讨。

1 地质背景

青草山斑岩铜金矿位于班公湖-怒江缝合带北侧,羌塘地块的南缘(图 1a)。南羌塘主体为侏罗纪海相沉积地层,并分布有侏罗纪和白垩纪岩浆岩带,南缘的扎普-多不杂构造岩带内已发现多个大型-中型矿床(耿全如等 2011)。近年来在缝合带北侧也发现有约 111.1 ± 1.4 Ma 的岛弧火山岩(李光明等 2011)。班公湖-怒江缝合带位于拉萨地块和羌塘地块的结合处,横亘于青藏高原中南部,东西向延伸近 2000 km,由一系列蛇绿岩碎块组成,缝合带中蛇绿岩横向分布范围变化较大,宽度从几千米到一、两百千米不等。

对于班公湖-怒江洋的闭合时限,目前争议较大。通过对狮泉河地区地层及其变形和相关年代学研究,表明班公湖-怒江洋在晚侏罗纪-早白垩纪闭合(Kapp *et al.*, 2003),近年来曲晓明等(2012)对缝合带中段申扎-班戈一带的 A 型花岗岩进行了详细的岩石地球化学研究,判断其归属于 A₂ 型花岗岩,并结合其锆石 U-Pb 年代学,推测班公湖-怒江洋盆

的闭合时间至少应该在白垩纪初。然而,在扎加藏布下游塔仁本发现有早白垩世(大约 110 Ma)近百余平方千米的洋岛(王忠恒等, 2005; 潘桂棠等 2006),班公-怒江缝合带西段洞错蛇绿岩堆晶橄长岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 132 ± 3 Ma(鲍佩声等 2007),双湖南部仁本地区大面积发育约 110 Ma 的洋岛玄武岩(朱弟成等 2006a, b; Zhu *et al.*, 2011),具有弧火山岩特征的美日切错组火山岩中英安岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 111.1 ± 1.4 Ma(李光明等 2011),综合,班公湖-怒江洋的闭合时限应该在早白垩世晚期,甚至更晚。

青草山斑岩铜金矿所在区域出露地层从二叠系至第四系均有分布(图 1b),二叠系-侏罗系主要为海相-陆相沉积,白垩系-第四系为陆相沉积。该区大面积出露有晚侏罗世-早白垩世花岗岩闪长岩和安山岩,并呈北西-南东向展布。

2 矿区地质概况

青草山斑岩铜金矿区出露的地层为中侏罗统雀莫错组(J₂q),岩性为浅灰、灰黄色中厚层变质砂岩、灰绿色薄层变质粉砂岩为主,夹少量灰绿色薄层粉砂质板岩。另外,矿区外围则出露下白垩统美日切错组(K₁m)火山岩,岩性主要为安山岩、英安岩及火山碎屑岩。矿区内岩浆岩有花岗闪长斑岩和花岗斑岩。花岗闪长斑岩体呈不规则椭圆状侵入于雀莫错组中,为含矿岩体,岩体内发育大面积孔雀石化,花岗闪长斑岩呈斑状结构,斑晶主要为石英和斜长石,基质为隐晶质,斑岩中可见较多脉体,如石英+磁铁矿+黄铜矿脉、石英+黄铜矿脉等等,斑岩体顶部发育近垂直的构造裂隙,呈网脉状,充填物以石英为主,其次为硫化物、绢云母、白云母、绿泥石等。花岗斑岩呈北东向脉状产出,较新鲜。矿区主要有北东向、北西向断层,以逆断层为主。

矿区热液蚀变强烈,面积大(约 6 km²),为典型的斑岩铜矿蚀变组合(图 2),平面上具有较明显蚀变分带,从矿化蚀变中心到外围可分出内带-中带-外带 3 个蚀变带。内带为钾

① 西藏中通隆盛矿业公司. 2008. 西藏中通隆盛矿业公司年度工作报告

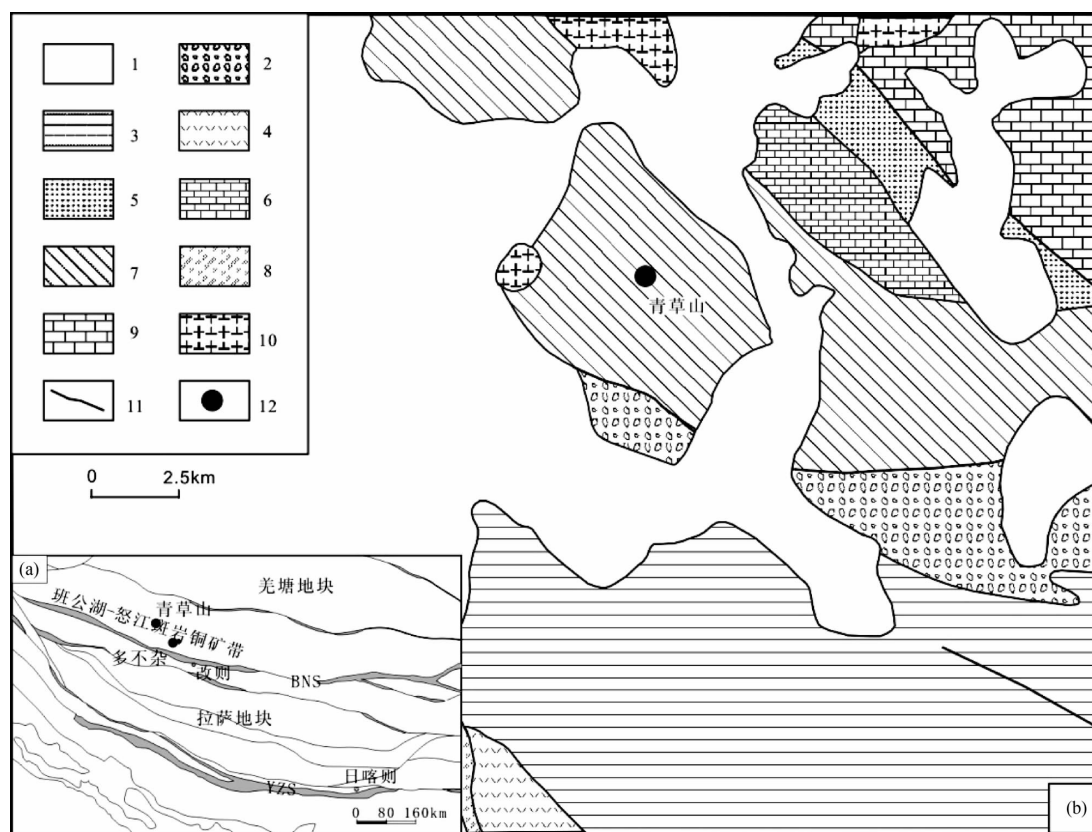


图1 藏西地区构造格架图(a)和青草山斑岩铜金矿区域地质简图(b, 据贵州省地质调查院, 2005^① 修编)

1-第四系; 2-古近系康托组砾岩; 3-白垩系阿布山组泥岩; 4-白垩系美日切组安山岩; 5-侏罗系变质粉砂岩; 6-侏罗系布曲组灰岩; 7-侏罗系雀莫错组变质石英砂岩; 8-三叠系日干配组板岩; 9-二叠系灰岩; 10-花岗闪长岩; 11-断裂; 12-青草山斑岩铜金矿; BNS-班公湖-怒江缝合带; YZS-雅鲁藏布江缝合带

Fig. 1 Tectonic framework of West Tibet (a) and regional geological sketch map of Qingcaoshan porphyry Cu-Au deopists

1-Quaternary; 2-Palaeogene Kangtuo Fm. conglomerate; 3-Cretaceous Abushan Fm. mudstone; 4-Cretaceous Meirigecuo Fm. andesite; 5-Jurassic metamorphic siltstone; 6-Jurassic Buqu Fm. limestone; 7-Jurassic Quemocuo Fm. metamorphic quartz-sandstone; 8-Triassic Riganpeicuo Fm. slate; 9-Dyas limestone; 10-granodiorite; 11-fault; 12-Qingcaoshan porphyry Cu-Au deopists; BNS-Bangongco-Nujiang Suture Zone; YZS-Yarlung Zangbo Suture Zone

化-硅化-黑云母化蚀变带; 中带硅化-绢云母-绿泥石-泥化带蚀变带; 外带角岩化-青磐岩化蚀变带。铜矿化主要集中在内带和中带。

矿(化)体由矿化花岗闪长斑岩及矿化的围岩两部分组成, 地表出露面积约为 1.1 km^2 。呈椭圆状, 长轴近南北向, 长度约为 1.5 km , 短轴近东西向, 长度约为 0.8 km 。矿化体内由于地表含 Cu 等矿物淋滤氧化, 矿化贫富不均。矿石矿物以孔雀石、黄铜矿最为常见, 偶见铜蓝, 矿石结构以他形粒状为主, 矿石构造以浸染状、和细脉浸染状为主。

3 样品采集和分析方法

由于青草山斑岩铜金矿发现较晚, 目前也只在近地表开

展了部分工作, 未能采集到新鲜的斑岩岩石样品。本文所分析的样品均采自含矿花岗闪长斑岩体的露头部位, 岩石样品遭受了一定的风化作用。

首先对样品进行粉碎, 然后挑选出锆石单矿物, 将挑选出的锆石清洗后制成环氧树脂样品靶, 用于锆石透射光、反射光、CL 照相和 U-Pb 同位素、微量元素分析。锆石 LA-ICPMS U-Pb 同位素和微量元素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行, 激光剥蚀系统为 GeoLas2005, ICP-MS 为 Agilent 7500a, 锆石 LA-ICPMS U-Pb 同位素和微量元素分析方法和流程见 Yuan *et al.* (2004) 文献。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气, 实验采用的激光束斑直径为 $32 \mu\text{m}$, U-Th-Pb 同位素组成分析用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质

① 贵州省地质调查院, 2005. 1: 25 万加措幅区域地质图

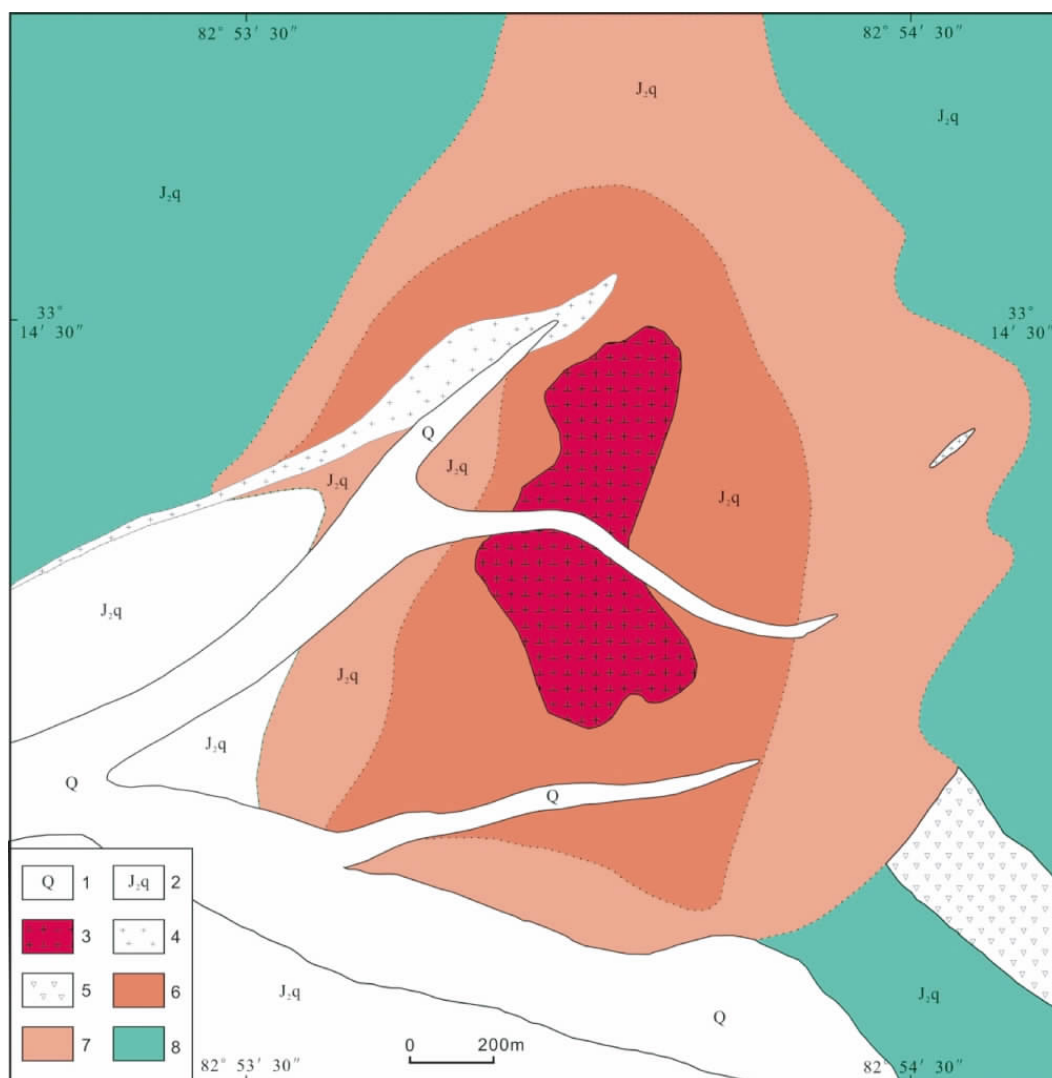


图2 西藏青草山斑岩铜金矿矿化蚀变简图(据西藏中通隆盛矿业公司 2008)

1-第四系; 2-中侏罗统雀莫错组粉砂岩、绢云母片岩; 3-花岗闪长斑岩; 4-花岗斑岩; 5-隐爆角砾岩; 6-硅化、绿泥石化、绢云母化带; 7-石英绢云母化、泥化带; 8-角岩化、青磐岩化带

Fig. 2 Alteration-mineralization zoning sketch map of Qingcaoshan porphyry Cu-Au deposits

1-Quaternary; 2-siltstone, mica schist of Middle Jurassic Quemocuo Fm.; 3-granodiorite-porphry; 4-granite porphyry; 5-cryptoexplosion breccia; 6-silicification, chloritization, sericitization belt; 7-quartz-sericitization argillization belt; 8-hornfelsic, propylitization belt

NISTSRM610 作为内标, 采用哈佛大学国际标准锆石 91500 作为外标。实验获得的数据采用 Andersen (2002) 的方法进行同位素比值的校正, 以扣除普通 Pb 的影响。样品的同位素比值计算采用 GLITTER 程序, 年龄计算采用国际标准程序 IsoPlot (ver3.32 版)。

4 分析结果

4.1 锆石形态学特征

青草山斑岩铜金矿含矿花岗闪长斑岩中锆石形态和阴

极发光图像如图 3。根据锆石 CL 图像的特点, 可以将其分为两大类。第一类, 典型特征为具有较小的长宽比值(如 20-1、20-2、20-3、20-6、20-13、20-11), 无色透明, 短柱状, 具有典型的岩浆锆石振荡环带, 大多不含继承的晶核; 第二类, 典型特征为具有较大的长宽比值(如 20-5、20-16、20-17、20-19), 无色透明, 长柱状, 也均具有振荡环带, 部分含有继承的晶核(如 20-5、20-8、20-18、20-19)。

4.2 锆石 U-Pb 年龄

对青草山斑岩铜金矿含矿花岗闪长斑岩中锆石的 13 个

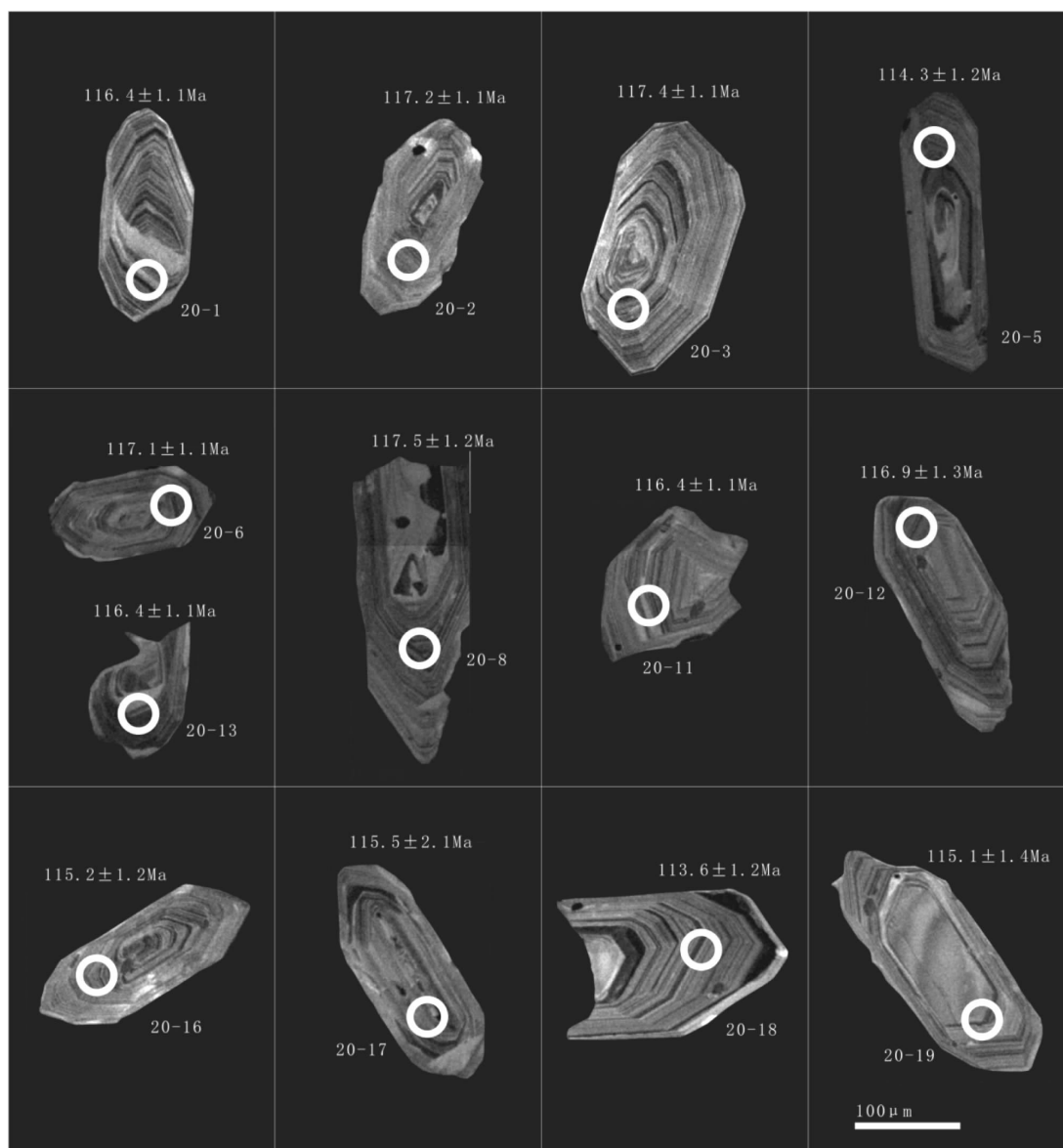


图3 花岗闪长斑岩中部分锆石阴极发光图像及分析点位置、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值

Fig. 3 Cathodoluminescence (CL) images, locations of U-Pb spot analyses and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of zircon in the host porphyries

点进行 U-Pb 测年, 测试结果见表 1。由表 1 可知, 含矿花岗闪长斑岩体锆石的 U 为 $345 \times 10^{-6} \sim 1041 \times 10^{-6}$, 平均值为 786×10^{-6} ; Th 为 $93 \times 10^{-6} \sim 494 \times 10^{-6}$, 平均值为 223×10^{-6} 。Th/U 值在 $0.19 \sim 0.57$, 平均值为 0.52 。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上, 13 个数据分析点均落在 U-Pb 谐和线上或其附近的一个较小的区域内(图 4a)。依据锆石的形态学特征和年龄值, 可以将这些点的年龄分为两个峰值, 其一峰值为 $114.60 \pm 1.20\text{Ma}$ (包括 20-5、20-16、20-17、20-18、20-19); 另一峰值为 $116.89 \pm 0.79\text{Ma}$ (包括 20-1、20-2、20-3、20-6、20-8、20-11、20-12、20-13) (图 4b)。

4.3 锆石的微量元素特征

花岗闪长斑岩样品的锆石微量元素分析结果见表 2。锆石稀土元素总量变化范围大, 从最低的 323.5×10^{-6} 到最高的 970.0×10^{-6} , ΣLREE 变化范围从 5.07×10^{-6} 到 16.59×10^{-6} , ΣHREE 变化范围从 318.1×10^{-6} 到 956.3×10^{-6} 。锆石稀土配分模式见图 5, 由图可知, 含矿花岗闪长斑岩中锆石的稀土配分具有典型的岩浆锆石稀土配分模式, 即亏损 LREE 并逐步富集 HREE 的左倾配分模式, 明显的 Ce 的正异常。

表1 青草山斑岩铜金矿含矿斑岩中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 分析结果

Table 1 The results of U-Pb isotopic dating for the single-grain zircon in host porphyries of Qingcaoshan

测点号	含量(×10 ⁻⁶)			Th/U	同位素比值±1σ						年龄(Ma)±1σ					
	Pb	²³² Th	²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
20-1	14.01	202	677	0.30	0.0500	0.0021	0.1263	0.0055	0.0182	0.0002	198	100	121	5	116.39	1.11
20-2	16.13	163	794	0.21	0.0486	0.0017	0.1226	0.0041	0.0183	0.0002	128	83	117	4	117.19	1.10
20-3	20.01	325	952	0.34	0.0498	0.0016	0.1264	0.0039	0.0184	0.0002	183	72	121	4	117.44	1.12
20-5	12.57	122	645	0.19	0.0459	0.0019	0.1128	0.0044	0.0179	0.0002	116	108	109	4	114.25	1.22
20-6	21.65	335	1041	0.32	0.0490	0.0016	0.1243	0.0042	0.0183	0.0002	146	71	119	4	117.10	1.07
20-8	19.78	227	968	0.23	0.0515	0.0016	0.1304	0.0041	0.0184	0.0002	261	72	124	4	117.47	1.23
20-11	16.25	209	790	0.26	0.0489	0.0016	0.1226	0.0041	0.0182	0.0002	143	80	117	4	116.42	1.06
20-12	16.15	219	776	0.28	0.0480	0.0016	0.1205	0.0040	0.0183	0.0002	98.2	79.6	116	4	116.89	1.27
20-13	19.21	494	863	0.57	0.0485	0.0020	0.1213	0.0048	0.0182	0.0002	124	94	116	4	116.43	1.08
20-16	18.37	191	921	0.21	0.0485	0.0018	0.1201	0.0044	0.0180	0.0002	128	89	115	4	115.18	1.18
20-17	6.88	93.0	345	0.27	0.0593	0.0037	0.1468	0.0091	0.0181	0.0003	589	135	139	8	115.50	2.11
20-18	18.24	190	912	0.21	0.0515	0.0014	0.1265	0.0037	0.0178	0.0002	265	63	121	3	113.64	1.19
20-19	11.11	132	540	0.24	0.0572	0.0023	0.1417	0.0058	0.0180	0.0002	502	89	135	5	115.13	1.39

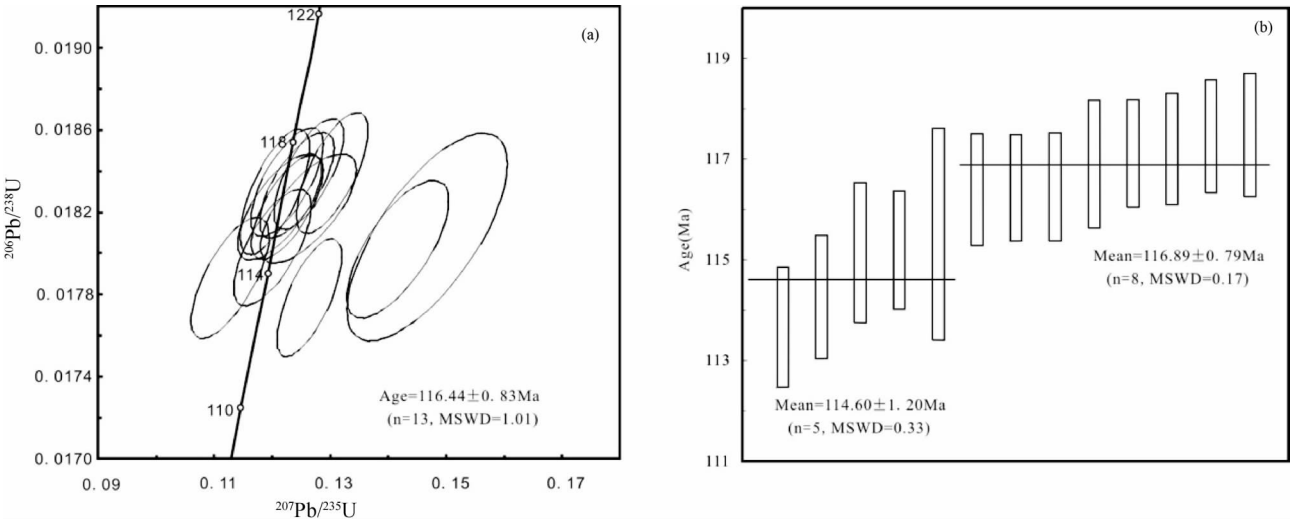


图4 青草山斑岩铜金矿含矿斑岩中锆石 LA-ICPMS U-Pb 谐和图和²⁰⁶Pb/²⁰⁸U 年龄加权平均图

Fig. 4 U-Pb concordia diagram and weighted average of ²⁰⁶Pb/²⁰⁸U age of zircon in the host porphyries of Qingcaoshan

表2 青草山斑岩铜金矿含矿斑岩中锆石微量元素分析结果(×10⁻⁶)

Table 2 The results of trace elements for the single-grain zircon in host porphyries of Qingcaoshan (×10⁻⁶)

测点号	Ti	Nb	Ta	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	δEu	δCe
20-1	3.38	2.23	1.35	517	0.21	7.51	0.16	0.98	1.36	0.56	7.20	2.77	35.4	15.8	84.4	21.9	244	57.8	480.5	0.44	9.36
20-2	1.50	2.79	1.69	970	0.017	3.97	0.050	0.90	1.96	0.62	12.9	5.04	69.9	30.0	159	39.4	443	102	867.9	0.28	21.73
20-3	2.36	5.18	2.77	1035	0.044	11.2	0.021	0.53	1.37	0.57	10.7	4.55	65.4	30.8	172	44.6	508	120	970.0	0.32	90.34
20-5	1.39	2.09	1.59	547	0.012	3.95	0.027	0.37	0.75	0.30	6.62	2.69	36.0	16.3	88.8	22.9	257	59.6	495.1	0.28	38.53
20-6	2.04	3.41	2.26	816	0.049	6.15	0.039	0.26	1.49	0.42	10.6	4.19	55.2	24.8	132	32.6	361	83.6	712.2	0.23	32.51
20-8	1.47	3.03	1.94	754	0.044	4.94	0.035	0.49	1.21	0.42	8.91	3.72	51.0	22.1	120	30.7	340	78.6	662.1	0.28	29.13
20-11	1.30	2.85	1.70	713	0.010	5.86	0.030	0.64	1.38	0.45	8.00	3.46	47.2	21.5	116	29.3	334	77.8	645.0	0.32	53.66
20-12	0.44	2.00	1.39	551	0.015	4.53	0.020	0.27	0.88	0.35	7.66	2.91	37.6	17.0	88.3	22.1	245	57.8	484.9	0.28	53.51
20-13	8.10	4.88	1.38	1230	0.013	8.99	0.097	2.04	4.16	1.29	23.8	7.83	99.4	39.5	192	42.4	433	93.6	947.7	0.31	27.32
20-16	2.75	3.18	1.96	792	0.0490	4.46	0.014	0.44	1.09	0.36	9.38	3.74	52.6	24.2	129	32.8	364	85.8	708.1	0.24	40.75
20-17	0.64	1.51	0.90	342	0.059	4.25	0.047	0.11	0.75	0.24	3.61	1.58	22.0	10.0	57.0	14.8	169	40.0	323.5	0.37	18.61
20-18	0.95	2.77	1.81	660	0.015	3.66	0.014	0.20	0.86	0.32	7.85	3.10	43.7	19.7	109	27.9	311	72.4	599.8	0.25	57.30
20-19	10.0	2.63	1.40	625	0.16	5.25	0.088	0.97	1.35	0.54	7.15	3.05	40.2	18.5	102	26.7	308	74.5	588.5	0.43	10.67

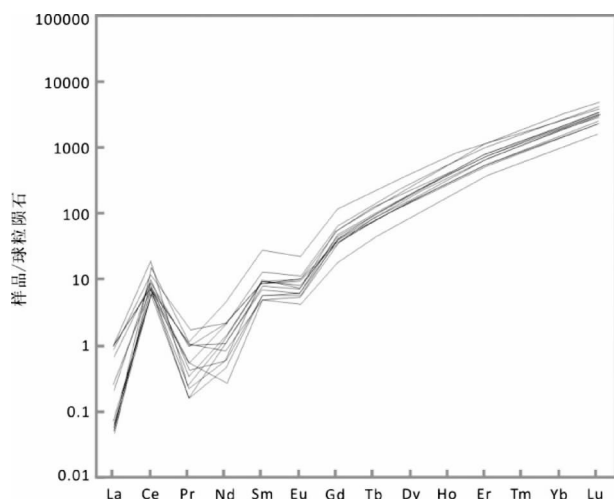


图5 青草山斑岩铜金矿含矿花岗闪长斑岩锆石稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(球粒陨石标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Chondrite normalized REE patterns for the zircon in the host porphyries of Qingcaoshan (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

常和 Eu 的负异常。 δEu 变化范围较小,最低为 0.23,最高为 0.44;而 δCe 变化范围较大,从最小的 9.36 到最大的 90.34。

5 讨论

5.1 成岩时代

本文岩石样品遭受了一定的风化作用,但锆石的高度稳定性和高达 900°C 的 Pb 扩散封闭温度 (Lee *et al.*, 1997;

Cherniak and Watson, 2000) 决定了一般的后期改造作用对锆石自身结构和成分的破坏性可以忽略不计 (Siebel *et al.*, 2009)。一般认为振荡环带为岩浆锆石的判别标志之一,然而,完全从流体或流体饱和的熔体中结晶的热液锆石也具有类似岩浆锆石的振荡环带 (Dubińska, 2004; Schaltegger, 2007) 因而应首先确定是岩浆锆石还是热液锆石。

锆石中的 Th/U 比值常作为区分岩浆、变质和热液锆石的标志 (Belousova *et al.*, 2002),一般变质和热液成因的锆石的 $\text{Th}/\text{U} < 0.1$,岩浆成因锆石的 $\text{Th}/\text{U} > 0.1$ (赵振华, 2010) 本文锆石样品中 Th/U 从 0.19 到 0.57 (表 1),平均值为 0.28 均落在岩浆锆石范围之内。Hoskin (2005) 对不同地区的热液锆石进行了对比研究,相比于岩浆锆石,发现其具有更高的 LREE 含量和低的 Ce 异常,左倾的 HREE 配分曲线与岩浆锆石类似 (图 6) 将青草山花岗闪长斑岩中锆石的配分曲线与此进行对比,其与岩浆锆石的配分曲线基本一致 (图 6)。Hoskin (2005) 同时还指出 $\text{La}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ 图解也可以区别岩浆锆石和热液锆石,应用于本文所研究的锆石,投点范围与岩浆锆石区域十分接近 (图 6)。综上所述,锆石 CL 图像、Th/U 比值、稀土配分模式和 $\text{La}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ 图解均表明本文所研究的锆石为与斑岩同期结晶的岩浆锆石。

以上讨论表明,本文所研究的锆石为与含矿花岗闪长斑岩同期结晶的岩浆锆石,并结合锆石 U-Pb 谐和图和 $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$ 年龄加权平均图 (图 4) 判断该年龄可信,即青草山斑岩铜金矿含矿斑岩成岩年龄为 $114.60 \pm 1.20\text{Ma}$ 。这也与毗邻的多不杂斑岩铜矿 $121.6 \pm 1.9\text{Ma}$ 的成岩年龄 (李金祥等, 2008) 和波龙斑岩铜金矿 $119.4 \pm 1.3\text{Ma}$ 的成岩年龄 (祝向平等, 2011) 基本一致。另外,依据锆石的形态学特征和年龄值,可以将这些点的年龄分为两个峰值,其一峰值为 116.89Ma 这些锆石形成于岩浆结晶过程的早期,表明这些锆

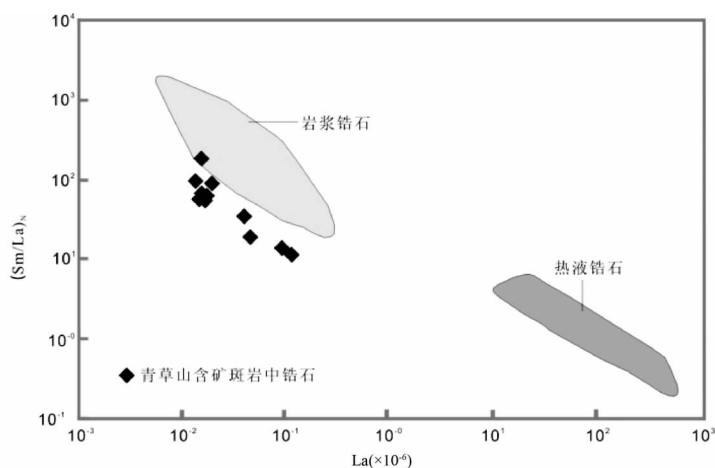
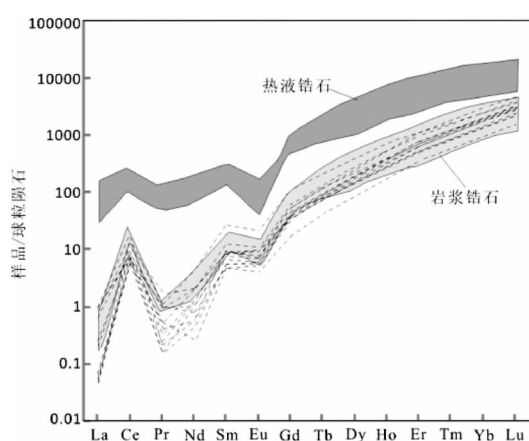


图6 含矿花岗闪长斑岩锆石稀土元素配分模式及 $\text{La}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ 判别图解(底图据 Hoskin, 2005; 球粒陨石标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 Discrimination plots of chondrite-normalized REE patterns and $\text{La}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ for the zircon in host porphyries of Qingcaoshan (base map after Hoskin, 2005; normalization values for chondrite after Sun and McDonough, 1989)

表3 含矿斑岩锆石 Ti 温度计算结果

Table 3 The calculation results of crystallization temperature of zircon in host porphyries

测点号	20-1	20-2	20-3	20-5	20-6	20-8	20-11	20-12	20-13	20-16	20-17	20-18	20-19
T(°C)	730.8	661.8	699.1	655.6	686.7	660.1	650.4	574.6	817.3	712.3	598.8	626.9	840.9

石可能形成于岩浆房中;另一峰值为 114.60Ma,这些锆石形成于岩浆结晶过程的晚期,可能代表岩浆浅成侵位的时代。

5.2 成岩温度

由于锆石自身的高度稳定性和锆石年代学的广泛应用,近些年提出的锆石 Ti 温度计 (Watson and Harrison, 2005; Watson *et al.*, 2006; Ferry and Watson, 2007) 引起了普遍的关注。锆石中的独立变化相是 $ZrSiO_4$ 、 $ZrTiO_4$ 、 $TiSiO_4$, Ti 进入锆石中主要替换的是 Si (Harrison *et al.*, 2005; Tailby, 2011), 置换反应为 $ZrSiO_4 + TiO_2 = ZrTiO_4 + SiO_2$, 因而锆石中 Ti 的含量主要取决于 SiO_2 的活度 (α_{SiO_2})、 TiO_2 的活度 (α_{TiO_2}) 和温度 (T)。在一定的压力下,

$$[\log(Ti-in-zircon) + \log\alpha_{SiO_2} - \log\alpha_{TiO_2}] = A + B/T$$

Ferry and Watson (2007) 通过实验的方法得出了常数 A 和 B 的值,最后锆石 Ti 温度计的计算公式为:

$$\log(Ti-in-zircon) = (5.77 \pm 0.072) - (4800 \pm 86) / T(K) - \log\alpha_{SiO_2} + \log\alpha_{TiO_2}$$

上述 Ti 和 Si 置换反应体积的变化反映了压力对该温度计的影响,但在中下地壳以上范围形成的锆石,压力 < 1000MPa,其影响很小,可以忽略不计 (Ferry and Watson, 2007; 赵振华, 2010)。

应用上述锆石 Ti 温度计,计算出青草山含矿花岗闪长斑岩中锆石的结晶温度。锆石中 Ti 的含量已经得出 (表 2), 由于体系中石英的存在,取 $\alpha_{SiO_2} \approx 1$, 对于 α_{TiO_2} , 在典型岩浆温度范围内,硅酸盐熔体中 $\alpha_{TiO_2} \approx 0.6$ (Hayden and Watson, 2007), 锆石结晶温度的计算结果见表 3。

大量的计算研究表明,绝大部分高温条件下 (> 750°C) 形成的岩浆岩,其锆石 Ti 温度均落在湿花岗岩固相线以上,低的锆石结晶温度 (如 680°C) 表明其岩浆经历了在水近饱和条件下发生的熔融过程 (Harrison *et al.*, 2007)。由表 3 可知,花岗闪长斑岩中 70% 的锆石结晶温度低于 700°C,因而推测,青草山含矿花岗闪长斑岩岩浆可能来源于在水近饱和条件下发生的部分熔融。

5.3 成岩成矿构造背景

通过岩石类型组合并依据其全岩地球化学特征,是判别岩浆岩形成构造背景的传统方法。近些年来,随着锆石年代学的广泛应用,以及锆石同位素和微量元素原位测定技术的发展,使得利用锆石判别岩石形成构造背景方面得到了长足进展。Schulz *et al.* (2006) 总结出不同构造背景 (板内、火山弧和洋中脊) 下结晶出的锆石微量元素地球化学特征; Grimes *et al.* (2007) 利用锆石中部分微量元素图解区分锆石

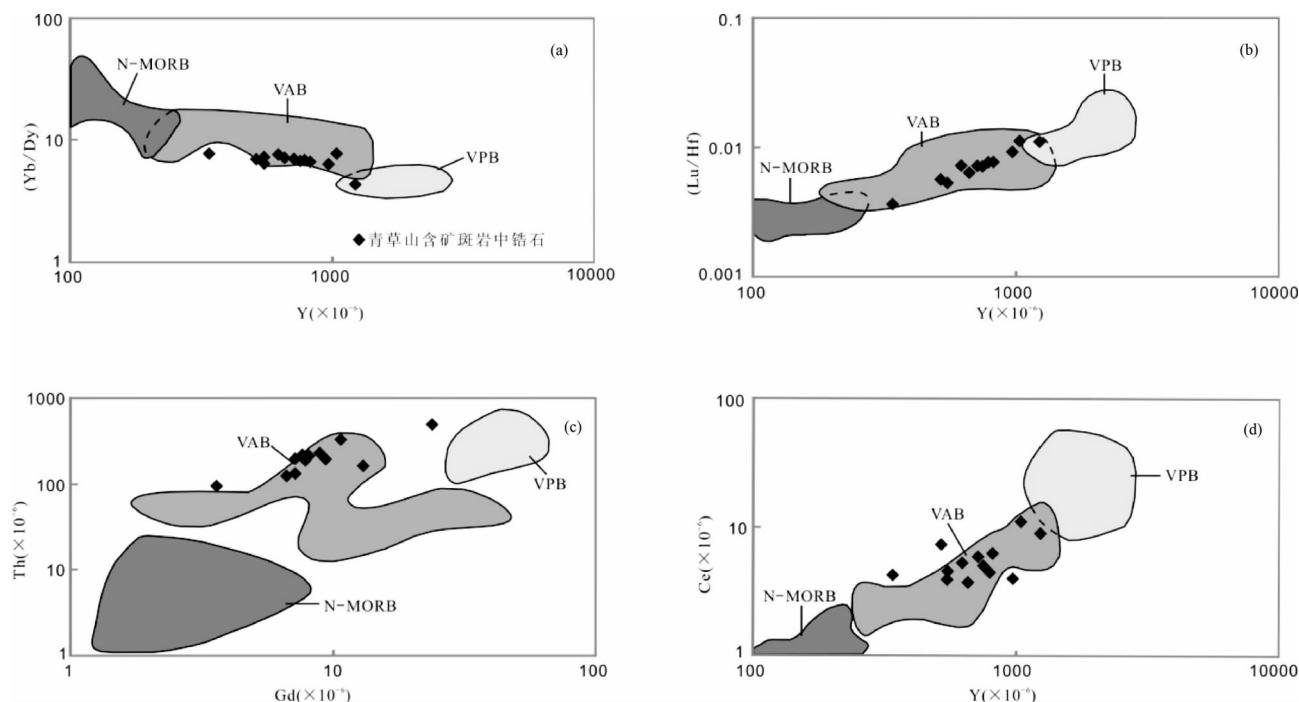
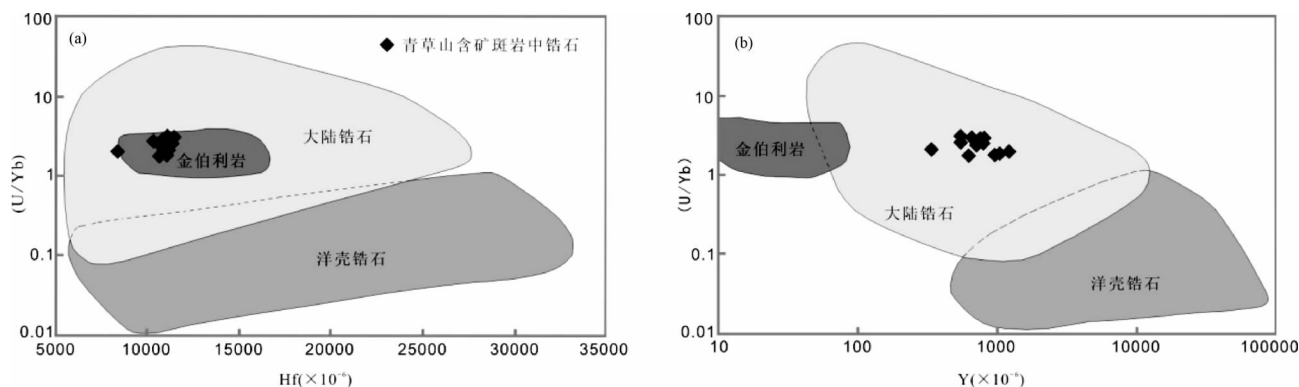
的不同结晶环境 (大陆或洋壳)。在不同构造背景下锆石的 Yb/Dy-Y、Lu/Hf-Y、Th-Gd、Ce-Y 判别图解中 (图 7), 青草山含矿斑岩中锆石均落入弧火山岩 (VAB) 中; 在不同结晶环境锆石的 U/Yb-Hf 中 (图 8a), 青草山含矿斑岩中锆石落在大陆和金伯利岩 (指示地幔成因) 的重合区域, U/Yb-Y 图解中 (图 8b), 其完全落入大陆环境。据此推断,青草山斑岩铜金矿形成于大陆环境,并与弧岩浆作用密切相关,即形成于活动大陆边缘 (陆缘弧) 环境。在火成岩组合上,含矿的花岗闪长斑岩与同期下白垩统美日切错组的火山岩 (主要为安山岩、英安岩), 与活动大陆边缘 (陆缘弧) 环境下的火成岩组合完全一致 (Winter, 2001), 这也进一步佐证了青草山斑岩铜金矿形成于陆缘弧的构造背景。

然而,曲晓明等 (2012) 在缝合带中段申扎-班戈一带发现的 113.7 ± 0.5Ma 的 A₂ 型花岗岩, A₂ 型花岗岩指示碰撞后环境。根据化学成分将 A 型花岗岩类分为 A₁ 型和 A₂ 型 2 个亚类 (Eby, 1992), 每个亚类指示不同的构造背景,然而按 Eby 的二分法划分亚类的前提条件是: 所研究的 A 型花岗岩在 Y-Nb 图解中完全落入 WPG 区域 (Eby, 1990, 1992; Bonin, 2007)。曲晓明等 (2012) 一文花岗岩 Y-Nb 图解中一部分样品落在 WPG 中,而另一部分样品则落在 VAG 中,因而申扎-班戈一带分布的花岗岩是否为 A₂ 型花岗岩,有待商榷;再者,深入的研究表明该判别图解存在局限性 (Bonin, 2007), 因而仅仅通过 A 型花岗岩来推测班-怒带在早白垩世已发生碰撞缺乏说服力。

5.4 成矿动力学机制

青草山铜金矿含矿花岗闪长斑岩锆石 U-Pb 年龄为 114.60 ± 1.20Ma, 同样位于班公湖-怒江缝合带北侧羌塘地块南缘 (图 1), 毗邻的多不杂斑岩铜矿花岗闪长斑岩中锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄为 121.6 ± 1.9Ma (李金祥等, 2008), 二者含矿斑岩成岩年龄基本一致,同时,多不杂斑岩铜矿的含矿斑岩在相关地球化学图解中均落入活动大陆边缘的弧火成岩区域 (曲晓明和辛洪波, 2006; 辛洪波等, 2009; 余宏全等, 2009), 这也与本文通过含矿斑岩中锆石得出的青草山斑岩铜金矿形成于活动大陆边缘 (陆缘弧) 环境相一致,因此,青草山斑岩铜金矿和多不杂斑岩铜矿成因类似,与成矿年龄 (119.4 ± 1.3Ma) 也十分相近的波龙斑岩铜金矿 (祝向平等, 2011) 一道,构成班公湖-怒江斑岩铜矿带。

班公湖-怒江斑岩铜矿带的成因,目前存在不同的认识,一是认为矿床形成于俯冲带之上岛弧环境 (李光明等, 2007; 李金祥等, 2008; 余宏全等, 2009); 另一种观点则是矿床就位于班公湖-怒江缝合带闭合后的碰撞后地壳隆升阶段 (曲晓

图7 不同构造背景下锆石的判别图解(底图据 Schulz *et al.*, 2006)Fig. 7 Discrimination plots of different tectonic setting for the zircon (base map after Schulz *et al.*, 2006)图8 不同结晶环境锆石的判别图解(底图据 Grimes *et al.*, 2007)Fig. 8 Discriminant diagrams with different crystallization setting zircon fields (base map after Grimes *et al.*, 2007)

明和辛洪波 2006; 辛洪波等 2009)。通过本文的研究和讨论, 得出班公湖-怒江斑岩铜矿带的形成既非俯冲带上的岛弧环境, 也不是碰撞后的隆升背景, 而是形成于活动大陆边缘的陆缘弧环境。首先, 在火成岩组合上, 含矿的花岗闪长斑岩与同期下白垩统美日切错组的火山岩(主要为安山岩、英安岩)与活动大陆边缘(陆缘弧)环境下的火成岩组合完全一致(Winter, 2001), 区别于岛弧环境下典型的石英闪长岩+岛弧玄武岩-安山岩组合(Winter, 2001); 其次, 青草山含矿花岗闪长斑岩中锆石形成构造背景的地球化学图解(图7、图8)和多不杂斑岩铜矿含矿斑岩地球化学图解(曲晓明和辛洪波 2006; 辛洪波等 2009; 余宏全等 2009)均指示矿

床形成于活动大陆边缘(陆缘弧)环境。这与分布于太平洋东岸的美国西南部亚利桑那成矿省、墨西哥北部成矿省、智利北部成矿省和智利中部成矿省等这些陆缘弧环境的斑岩铜矿经典成矿省类似(杨志明和侯增谦 2009)。

基于大量的地质观察和综合研究建立的弧环境斑岩铜矿成矿模型(Sillitoe, 1972, 2010; Richards, 2003; Seedorf *et al.*, 2005)经过了实践的检验, 并成功指导环太平洋斑岩型矿床勘查工作实现重大突破(侯增谦和杨志明 2009)。产于陆缘弧环境的班公湖-怒江斑岩铜矿带中, 青草山斑岩铜矿含矿斑岩低的锆石结晶温度表明其岩浆来源于在水近饱和条件下发生的熔融过程(见4.2讨论部分), 多不杂斑岩铜矿

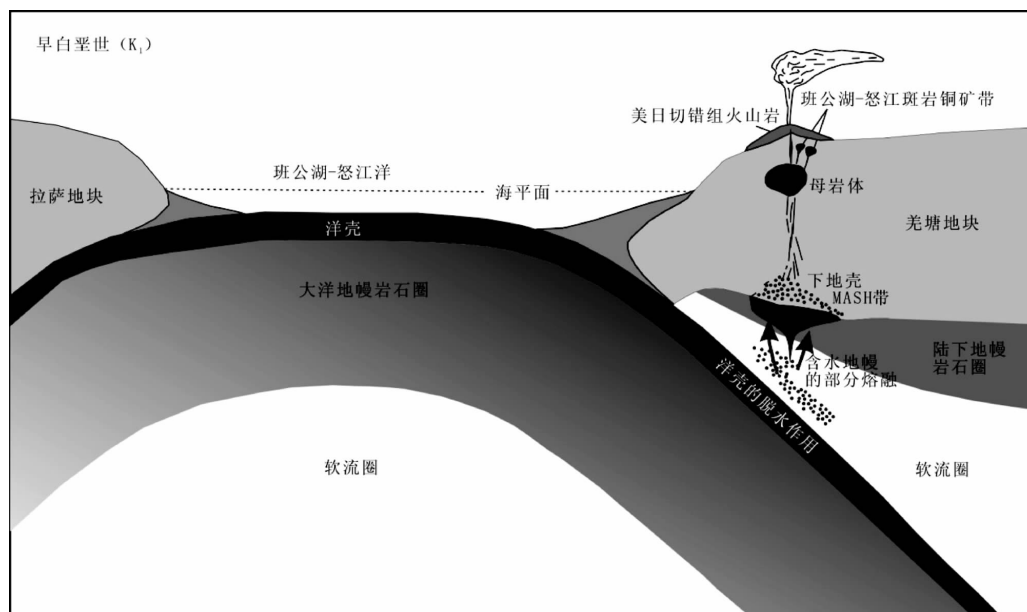


图9 班公湖-怒江斑岩铜矿带形成的动力学过程(据 Richards, 2003 改编)

Fig. 9 The continental dynamics process of the formation of Bangongco porphyry copper zone (modified after Richards, 2003)

矿区内安山岩显示出弧岩浆独特的地球化学特征,较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和较低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$,可能代表了岩浆来源于俯冲板片的富集 LILE 和 LREE 元素的流体交代过的弧下地幔熔融(李金祥等 2008)。综上所述,依据青草山斑岩铜金矿和多不杂斑岩铜矿的含矿斑岩和同期火山岩的地球化学特征,并结合已有弧环境斑岩铜矿的经典成矿模型,本文提出班公湖-怒江斑岩铜矿带形成的成矿动力学机制,即在早白垩世,班公湖-怒江洋壳依然在向北俯冲,随着俯冲作用进行,大洋板片向下俯冲到一定深度时,发生大规模脱水作用,释放的流体交代上覆地幔楔,诱发其部分熔融,产生富 H_2O 、硫、金属元素等的高氧逸度钙碱性岩浆,岩浆向上运移,并经过复杂的同化、均一等过程,然后在浅部地壳发育成与成矿相关的岩浆房,部分岩浆上升直接喷出地表,形成美日切错组火山岩,部分浅成-超浅成侵入成斑岩体及斑岩型矿床,随着岩浆的多点多次侵入,最终形成班公湖-怒江斑岩铜矿带(图9)。

6 结论

(1) 青草山斑岩铜金矿含矿花岗闪长斑岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 年龄为 $114.60 \pm 1.20\text{Ma}$ 。与前人获得的多不杂斑岩铜矿花岗闪长斑岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 $121.6 \pm 1.9\text{Ma}$ 和波龙斑岩铜金矿成矿年龄 $119.4 \pm 1.3\text{Ma}$ 相近。

(2) 通过锆石 Ti 温度计,计算出青草山含矿斑岩锆石的结晶温度从最低的 574.76°C 到最高的 840.90°C ,平均值为 686.09°C 。如此低的结晶温度指示含矿斑岩岩浆来源于在水近饱和条件下发生的部分熔融。

(3) 锆石形成构造背景图解指示青草山含矿斑岩形成于

活动大陆边缘(陆缘弧)环境,这与多不杂斑岩铜矿的形成构造背景一致,又具有十分相近的成岩成矿年龄,加上波龙斑岩铜金矿,构成班公湖-怒江斑岩铜矿带,且其形成与班公湖-怒江洋壳北向俯冲相关。

References

- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79
- Bao PS, Xiao XC, Su L and Wang J. 2007. Tectonic setting of Dongcuo ophiolite in Tibet: Petrology, geochemistry and geochronology constraints. *Science in China (Series D)*, 37(3): 298-307 (in Chinese)
- Belousova EA, Griffin WL, O'Reilly SY and Fisher NI. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 143(5): 602-622
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97(1-2): 1-29
- Cherniak DJ and Watson EB. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172(1-2): 5-24
- Dubińska E, Bylinab P, Kozłowska A, Dörrc WG, Nejbertd K, Schastokc J and Kulicki C. 2004. U-Pb dating of serpentinization: Hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chemical Geology*, 203(3-4): 183-203
- Eby GN. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1-2): 115-134
- Eby GN. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7): 641-644
- Ferry JM and Watson EB. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 154(4): 429-437
- Geng QR, Pan GT, Wang LQ, Peng ZM and Zhang Z. 2011. Tethyan evolution and metallogenic geological background of the Bangong Co-Nujiang belt and the Qiangtang massif in Tibet. *Geological Bulletin of China*, 30(8): 1261-1274 (in Chinese with English abstract)

- Grimes CB, John BE, Kelemen PB, Mazdab FK, Wooden JL, Cheadle MJ, Hangehøj K and Schwartz JJ. 2007. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35(7): 643–646
- Harrison TM, Aikman A, Holden P, Walker AM, McFarlane C, Rubatto D and Watson EB. 2005. Testing the Ti-in-zircon thermometer. *Trans. Am. Geophys.*, U86 (Fall Meeting Supplement, Abstract V41F-1540)
- Harrison TM, Watson EB and Aikman AB. 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology*, 35(7): 635–638
- Hayden LA and Watson EB. 2007. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 258(3–4): 561–568
- Hoskin PWO. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3): 637–648
- Hou ZQ and Yang ZM. 2009. Porphyry deposits in continental settings of China: geological characteristics, magmatic-hydrothermal systems and metallogenic model. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1779–1817 (in Chinese with English abstract)
- Kapp P, Muirp KA, Yin A, Harrison TM, Ding L and Guo JH. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, 22(4): 3–23
- Lee JK, Williams IS and Ellis DJ. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390(6656): 159–162
- Li GM, Li JX, Qin KZ, Zhang TP and Xiao B. 2007. High temperature, salinity and strong oxidation ore-forming fluid at Duobuza gold-rich porphyry copper deposit in the Bangonghu tectonic belt, Tibet: Evidence from fluid inclusions. *Acta Petrologica Sinica*, 23(5): 935–952 (in Chinese with English abstract)
- Li GM, Duan ZM, Liu B, Zhang H, Dong SL and Zhang L. 2011. The discovery of Jurassic accretionary complexes in Duolong area, northern Bangong Co-Nujiang suture zone, Tibet, and its geologic significance. *Geological Bulletin of China*, 30(8): 1256–1260 (in Chinese with English abstract)
- Li JX, Li GM, Qin KZ and Xiao B. 2008. Geochemistry of porphyries and volcanic rocks and ore-forming geochronology of Duobuza gold-rich porphyry copper deposit in Bangonghu belt, Tibet: Constraints on metallogenic tectonic settings. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 531–543 (in Chinese with English abstract)
- Pan GT, Mo XX, Hou ZQ, Zhu DC, Wang LQ, Li GM, Zhao ZD, Geng QR and Liao ZL. 2006. Spatial-temporal framework of the Gangdese Orogenic Belt and its evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 521–533 (in Chinese with English abstract)
- Qu XM and Xin HB. 2006. Ages and tectonic environment of the Bangong Co porphyry copper belt in western Tibet, China. *Geological Bulletin of China*, 25(7): 792–799 (in Chinese with English abstract)
- Qu XM, Xin HB, Du DD and Chen H. 2012. 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. *Geochimica*, 41(1): 1–14 (in Chinese with English abstract)
- Richards JP. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8): 1515–1533
- Schaltegger U. 2007. Hydrothermal zircon. *Elements*, 3(1): 51–79
- Schulz B, Klemm R and Brätz H. 2006. Host rock compositional controls on zircon trace element signatures in metabasites from the Austroalpine basement. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(3): 697–710
- Seedorf E, Dilles JH, Proffett JM, Einaudi MR, Zurcher L, Stavast WJA, Johnson DA and Barto MD. 2005. Porphyry copper deposits: Characteristics and origin of hypogene features. In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ and Richards JP (eds.). *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Littleton: SEG, 251–298
- She HQ, Li JW, Ma DF, Li GM, Zhang DQ, Feng CY, Qu WJ and Pan GT. 2009. Molybdenite Re-Os and SHRIMP zircon U-Pb dating of Duobuza porphyry copper deposit in Tibet and its geological implications. *Mineral Deposits*, 28(6): 737–746 (in Chinese with English abstract)
- Siebel W, Schmitt AK, Danišik M, Chen FK, Meier S, Weiß S and Eroğlu S. 2009. Prolonged mantle residence of zircon xenocrysts from the western Eger rift. *Nature Geoscience*, 2(12): 886–890
- Sillitoe RH. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2): 184–197
- Sillitoe RH. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313–345
- Tailby ND, Walker AM, Berry AJ, Hermann J, Evans KA, Mavrogenes JA, O'Neill HSC, Rodina IS, Soldatov AV, Rubatto D and Sutton SR. 2011. Ti site occupancy in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(3): 905–921
- Wang ZH, Wang YS, Xie YH, Sun ZG, Lu ZL, Qu YG, Li CZ and Jiang XF. 2005. The Tarenben oceanic-island basalts in the middle part of the Bangong-Nujiang suture zone, Xizang and their geological implications. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 25(1–2): 153–162 (in Chinese with English abstract)
- Watson EB and Harrison TM. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, 308(5723): 841–844
- Watson EB, Wark DA and Thomas JB. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151(4): 413–433
- Winter JD. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey: Prentice Hall, 1–697
- Xin HB, Qu XM, Wang RJ, Liu HF, Zhao YY and Huang W. 2009. Geochemistry and Pb, Sr, Nd isotopic features of ore-bearing porphyries in Bangong Lake porphyry copper belt, western Tibet. *Mineral Deposits*, 28(6): 785–792 (in Chinese with English abstract)
- Yang ZM and Hou ZQ. 2009. Porphyry Cu deposits in collisional orogen setting: A preliminary genetic model. *Mineral Deposits*, 28(5): 515–538 (in Chinese with English abstract)
- Yuan HL, Gao S, Liu XM, Li HM, Günther D and Wu FY. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 353–370
- Zhao ZH. 2010. Trace element geochemistry of accessory minerals and its applications in petrogenesis and metallogenesis. *Earth Science Frontiers*, 17(1): 267–286 (in Chinese with English abstract)
- Zhu DC, Pan GT, Mo XX, Wang LQ, Liao ZL, Zhao ZD, Dong GC and Zhou CY. 2006a. Late Jurassic-Early Cretaceous geodynamic setting in middle-northern Gangdese: New insights from volcanic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 534–546 (in Chinese with English abstract)
- Zhu DC, Pan GT, Mo XX, Wang LQ, Zhao ZD, Liao ZL, Geng QR and Dong GC. 2006b. Identification for the Mesozoic OIB-type basalts in central Qinghai-Tibetan Plateau: Geochronology, geochemistry and their tectonic setting. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1312–1328 (in Chinese with English abstract)
- Zhu DC, Zhao ZD, Niu YL, Mo XX, Chung SL, Hou ZQ, Wang LQ and Wu FY. 2011. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1–2): 241–255
- Zhu XP, Chen HA, Ma DF, Huang HX, Li GM, Li YB and Li YC. 2011. Re-Os dating for the molybdenite from Bolong porphyry copper-gold deposit in Tibet, China and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7): 2159–2164 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

鲍佩声, 肖序常, 苏犁, 王军. 2007. 西藏洞错蛇绿岩的构造环境:

- 岩石学、地球化学和年代学制约. 中国科学(D 辑), 37(3): 298–307
- 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. 地质通报, 30(8): 1261–1274
- 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. 地质学报, 83(12): 1779–1817
- 李光明, 李金祥, 秦克章, 张天平, 肖波. 2007. 西藏班公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐高氧化成矿流体: 流体包裹体证据. 岩石学报, 23(5): 935–952
- 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. 地质通报, 30(8): 1256–1260
- 李金祥, 李光明, 秦克章, 肖波. 2008. 班公湖带多不杂富金斑岩铜矿床斑岩-火山岩的地球化学特征与时代: 对成矿构造背景的制约. 岩石学报, 24(3): 531–543
- 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 朱弟成, 王立全, 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. 岩石学报, 22(3): 521–533
- 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. 地质通报, 25(7): 792–799
- 曲晓明, 辛洪波, 杜德道, 陈华. 2012. 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. 地球化学, 41(1): 1–14
- 余宏全, 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
- 王忠恒, 王永胜, 谢元和, 孙忠纲, 鲁宗林, 曲永贵, 李存直, 姜雪飞. 2005. 西藏班公湖-怒江缝合带中段塔仁本洋岛型玄武岩的发现及地质意义. 沉积与特提斯地质, 25(1–2): 153–162
- 辛洪波, 曲晓明, 王瑞江, 刘鸿飞, 赵元艺, 黄玮. 2009. 藏西班公湖斑岩铜矿带成矿斑岩地球化学及 Pb、Sr、Nd 同位素特征. 矿床地质, 28(6): 785–792
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型. 矿床地质, 28(5): 515–538
- 赵振华. 2010. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用. 地学前缘, 17(1): 267–286
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 王立全, 廖忠礼, 赵志丹, 董国臣, 周长勇. 2006a. 冈底斯中北部晚侏罗——早白垩世地球动力学环境: 火山岩约束. 岩石学报, 22(3): 534–546
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 王立全, 赵志丹, 廖忠礼, 耿全如, 董国臣. 2006b. 青藏高原中部中生代 OIB 型玄武岩的识别: 年代学、地球化学及其构造环境. 地质学报, 80(9): 1312–1328
- 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. 岩石学报, 27(7): 2159–2164