

西藏林周程巴普砂卡岩型 Cu 矿床成因 及对区域成矿作用的指示

王璐¹⁾, 郑远川^{*1)}, 张爱萍²⁾

1) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京, 100083;

2) 云南大学地球科学学院, 云南昆明, 650091

内容提要:冈底斯北缘成矿带岩浆热液矿床形成于印度-亚洲板块主碰撞早期, 矿化类型多样, 金属组合丰富, 具有重要的勘探价值和研究意义。前人的工作主要聚焦于 Pb-Zn、Mo 和 Fe-Cu 等多金属成矿系统, 但对 Cu 成矿系统的研究相对较少。位于成矿带南侧的程巴普矿床作为带内唯一一个以 Cu 矿化为主的砂卡岩型矿床, 为印-亚板块碰撞早期的 Cu 成矿作用机制研究和区域成矿潜力评价提供了良好素材。程巴普矿体主要产于下白垩统林布宗组板岩与上侏罗统多底沟组灰岩之间的砂卡岩中, 矿化主要集中于石英硫化物阶段, 矿石矿物为黄铜矿、闪锌矿和辉钼矿等。对矿体中辉钼矿开展 Re-Os 同位素定年获得等时线年龄为 59.0 ± 0.8 Ma。与成矿作用密切相关的岩体以闪长岩和花岗闪长斑岩为主, 两者锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果分别为 58.9 ± 0.9 Ma 和 58.7 ± 0.8 Ma, 表明程巴普矿床的成岩与成矿时代一致, 均发育于印-亚板块碰撞的主碰撞阶段。程巴普岩体属于典型的 I 型花岗岩, 其中花岗闪长斑岩是闪长岩经历斜长石和角闪石等分离结晶的产物。岩体锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 $+0.3 \sim +7.6$ 之间, 全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化范围为 $-0.1 \sim +0.5$, 表明其起源于被大量幔源物质改造形成的新生下地壳。结合绘制区域锆石 Hf 同位素等值线图, 可以得出冈底斯北缘多金属成矿带内的成矿作用受控于岩浆源区和地壳结构属性。程巴普北侧古老地壳地区以发育 Pb-Zn 矿床为主, 而其所在的新老地壳的过渡地区以及更南侧新生地壳具有发现大—中型 Cu 矿的潜力。

关键词:年代学; 岩石地球化学; 程巴普 Cu 矿床; 印-亚板块主碰撞; 冈底斯北缘

印度-亚洲板块的碰撞造山运动导致青藏高原内发育了独特的三阶段成矿作用, 即 65~41 Ma 的主碰撞陆陆汇聚成矿作用、40~26 Ma 的晚碰撞构造转化成矿作用和 25~0 Ma 的后碰撞地壳伸展成矿作用(侯增谦等, 2006a, 2006b, 2006c; Hou Zengqian et al., 2009)。其中, 位于拉萨地体的冈底斯成矿带是青藏高原最重要的成矿带之一, 具有巨大的成矿规模和丰富的金属矿化种类(图 1a)。根据成矿作用类型、时代和位置的不同, 冈底斯带可进一步划分为南北两个亚带(图 1b)。冈底斯南缘主要发育斑岩型 Cu-(Mo-Au) 矿床, 成矿时代主要集中在 23~12 Ma (Zheng Yuanchuan et al., 2020)。冈底斯北缘则以砂卡岩型和斑岩型矿床为

主体, 涵盖 Pb-Zn-Ag-Fe-Cu-Mo 等多种金属组合, 成矿时代集中于 65~45 Ma (孟祥金等, 2003; 侯增谦等, 2006b; 黄克贤等, 2012; 付强等, 2014, 2015; Hou Zengqian et al., 2015a, 2015b; Zheng Yuanchuan et al., 2015), 使其成为研究主碰撞陆陆汇聚成矿作用的重要场所(图 1a、b; 孟祥金等, 2003; 高一鸣等, 2011; Zhao Junxing et al., 2014; Zheng Yuanchuan et al., 2015)。带内多个矿床已达大型规模, 如亚贵拉、蒙亚啊、纳如松多、勒青拉等(图 1b; 付强等, 2015; Zheng Yuanchuan et al., 2015; Fu Qiang et al., 2017; Zhang Aiping et al., 2019), 显示出重要的经济价值。与冈底斯南缘中新世斑岩带不同, 目前在冈底斯北缘勘探发现的以 Cu

注: 本文为国家重点研发计划项目(编号 2019YFA0708602)和国家自然科学基金项目(编号 42022014, 41872083)联合资助的成果。

收稿日期: 2022-03-29; 改回日期: 2022-05-03; 网络发表日期: 2022-11-12; 责任编辑: 潘静。

作者简介: 王璐, 女, 1994 年生。博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail: wlu0802@163.com。

* 通讯作者: 郑远川, 男, 1982 年生。教授, 从事矿床学研究。E-mail: zheng_ye@126.com。

引用本文: 王璐, 郑远川, 张爱萍. 2023. 西藏林周程巴普砂卡岩型 Cu 矿床成因及对区域成矿作用的指示. 地质学报, 97(4): 1067~1087. doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2022091.

Wang Lu, Zheng Yuanchuan, Zhang Aiping. 2023. Metallgenesis of the Chengbapu skarn Cu deposit in Linzhou, Tibet and its implications for regional mineralization. Acta Geologica Sinica, 97(4): 1067~1087.

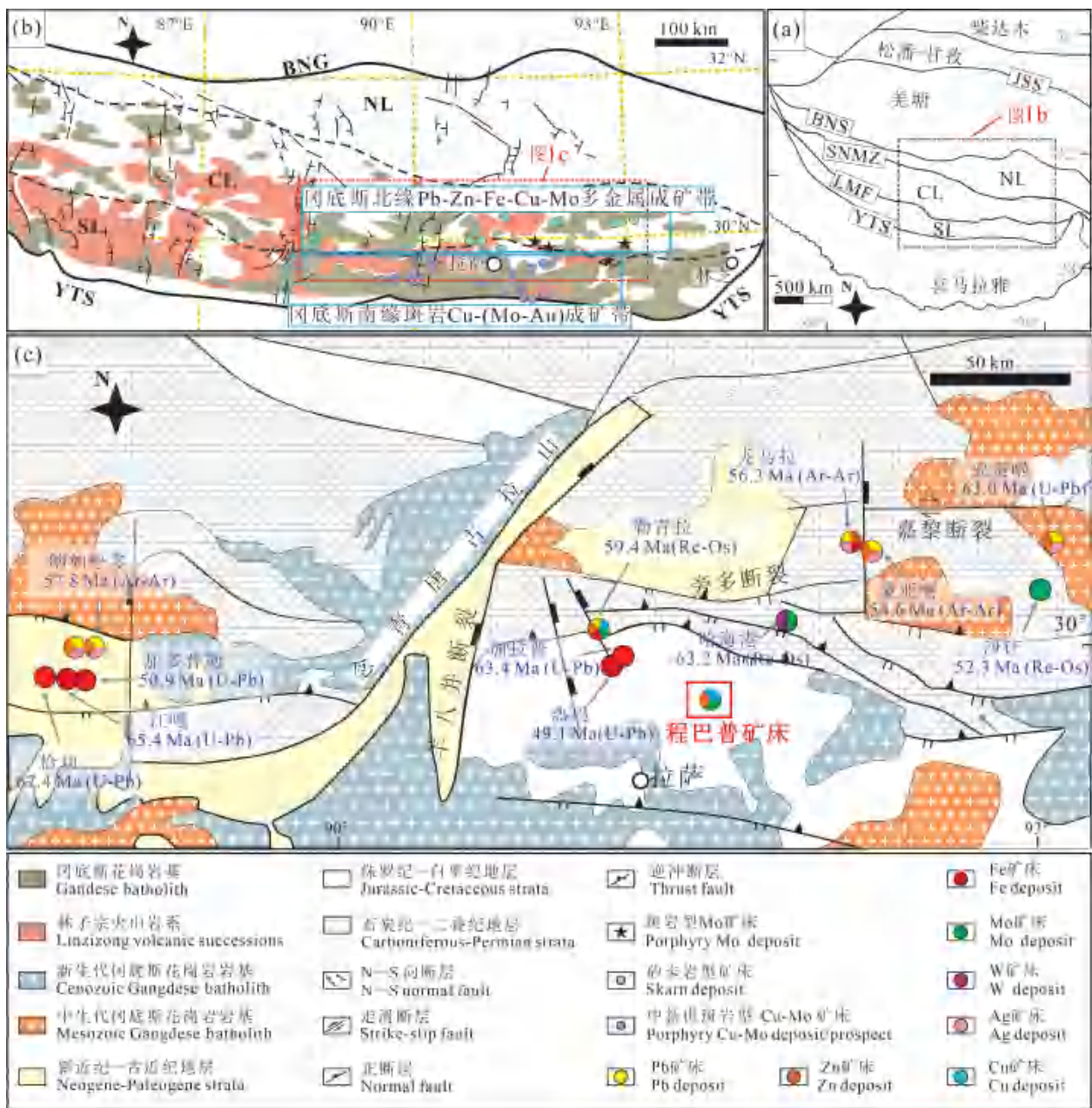


图1 青藏高原简要构造格架图(a)、冈底斯中段地质简图(b)和冈底斯北缘多金属成矿带地质简图及主要矿床分布图(c)
(据 Zheng Yuanchuan et al., 2015; Fu Qiang et al., 2017 修改)

Fig 1 Geological sketch map of Tibetan Plateau (a), simplified regional geological map and distribution of deposits in Gangdese belt (b), simplified regional geological map of northeastern Gangdese belt with ore deposits formed during India-Asia continental collision (c) (modified after Zheng Yuanchuan et al., 2015; Fu Qiang et al., 2017)

BNS—班公湖-怒江缝合带; CL—中拉萨微地体; JSS—金沙江缝合带; LMF—落巴堆-米拉山断裂带; NL—北拉萨微地体; SL—南拉萨微地体; SNMZ—狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带; YTS—印度河-雅鲁藏布江缝合带
BNS—Banggong-Nujiang suture zone; CL—central Lhasa subterrane; JSS—Jinshajiang suture zone; LMF—Luobadui-Mila Mountain fault; NL—northern Lhasa subterrane; SL—southern Lhasa subterrane; SNMZ—Shiquan River-Nam Tsoophiolite mélange zone; YTS—Yarlung-Tsangpo suture zone

为主的矿床仍然较少。因此,冈底斯北缘成矿亚带内 Cu 矿的形成机制仍需进一步限定,区域成矿潜力也有待系统评价。

林周县程巴普 Cu 矿床是冈底斯北缘成矿带内

具有代表性的矽卡岩型 Cu 矿床,其 Cu 储量已经达到大规模,并伴有一定程度的 Zn 和 Mo 矿化(张驰,2018;郑文宝等,2019;谢桂青等,2021)。本文以程巴普矿床为研究对象,对矽卡岩矿体中辉钼矿进

行了 Re-Os 同位素定年,同时对与成矿密切相关的侵入岩体展开了岩石学、地球化学、锆石 U-Pb 年代学以及 Sr-Nd-Hf 同位素研究,以期限定成岩成矿年龄、岩浆源区、演化过程和成矿机制等问题,并完善对冈底斯北缘多金属成矿带 Cu 成矿作用的认识。结合区域锆石 Hf 同位素填图结果,揭示了冈底斯北缘多金属成矿带内金属分带机制,并为区域成矿潜力的评价提供了重要依据。

1 区域地质背景

青藏高原碰撞造山带由松潘-甘孜地体、羌塘地体、拉萨地体和喜马拉雅地体依次增生到欧亚大陆的南缘而形成(图 1a)。位于高原南部的拉萨地体,南北两侧分别以印度河-雅鲁藏布江缝合带和班公湖-怒江缝合带为界,东西延伸约 2000 km(图 1a、b)。根据变质基底、沉积盖层和岩浆岩分布的不同,拉萨地体可进一步分为北拉萨,中拉萨和南拉萨三个次一级地块(图 1a、b),并分别被狮泉河纳木错混杂岩带和洛巴堆-米拉山断裂分离(图 1a、b;潘桂堂等,2006)。作为西藏最具成矿潜力的巨型构造岩浆带,拉萨地体内发育大规模的冈底斯岩浆活动(自~210 Ma 持续至~40 Ma,峰期在 109~80 Ma 和 65~45 Ma)(Mo Xuanxue et al., 2005; Chu Meifei et al., 2006; Zhu Dicheng et al., 2011; Pan Guitang et al., 2012; Zheng Yuanchuan et al., 2015)。不同时代的岩浆活动均伴随不同规模的金属成矿作用,主要包括与新特提斯洋北向俯冲有关的增生造山成矿作用(Hou Zengqian et al., 2015b),以及与印度-亚洲陆陆碰撞相关的成矿作用,并认为后者是成矿作用的主体(Mo Xuanxue et al., 2005; Hou Zengqian et al., 2009)。拉萨地体内碰撞造山成矿作用孕育了冈底斯斑岩 Cu-(Mo-Au)成矿带和冈底斯北缘 Pb-Zn-Fe-Cu-Mo 多金属成矿带。这两条成矿带的分布具有明显的时空分带性,其中 Cu-(Mo-Au)矿床集中发育于后碰撞阶段,位于南拉萨地体(Hou Zengqian et al., 2015a, 2015b),而 Pb-Zn-(Ag)、Fe-Cu、Mo 和多金属等矿床则主要发育于主碰撞阶段,分布于中拉萨地体(付强等,2014,2015; Zheng Yuanchuan et al., 2015)。

冈底斯北缘 Pb-Zn-Ag-Fe-Cu-Mo 多金属成矿带形成于印度-亚洲板块碰撞早期阶段,主体位于中拉萨地体东部(图 1c;潘桂堂,2006)。成矿带内岩浆岩活动强烈,分布有大量以林子宗火山岩系为代表火山岩地层(图 1b;莫宣学等,2003; Chung

Sunlin et al., 2005; 侯增谦等,2006a, 2006b, 2006c)。同时,主碰撞岩浆活动形成大量壳源或壳幔混源花岗岩,侵位于碰撞前的中生代弧火山、沉积岩系及花岗岩基内部(侯增谦等,2006a),岩石类型主要为酸性花岗闪长斑岩、二长花岗岩、花岗岩及花岗斑岩等。目前矿带内与主碰撞岩浆密切相关的岩浆热液矿床按金属组合大致可分为以下四种类型:① 砂卡岩型 Fe-Cu 矿床(恰功、加拉普、热玛和江嘎等;于玉帅等,2011;付强等,2013;Zheng Yuanchuan et al., 2015;Fu Qiang et al., 2017;Zhang Aiping et al., 2019);② 斑岩型 Mo 矿床(沙让;孟祥金等,2003;高一鸣等,2011;Zhao Junxing et al., 2014);③ 砂卡岩型多金属矿床(勒青拉-列廷冈、龙马拉;付强等,2014;Wang Rui et al., 2015;Zhang Aiping et al., 2019);④ Pb-Zn 矿床(亚贵啦、蒙亚啊、纳如松多;黄克贤等,2012;纪现华等,2012)。本文研究的程巴普矿床位于冈底斯北缘成矿带南部,其矿化金属以 Cu 为主而显著区别于以上四种类型。

2 矿区地质特征

程巴普砂卡岩型 Cu 矿床位于洛巴堆-米拉山断裂南侧,拉萨市林周县西南约 40 km,东经 $90^{\circ}16'00''$ ~ $91^{\circ}18'00''$,北纬 $29^{\circ}45'30''$ ~ $29^{\circ}47'00''$ (图 2)。目前勘探到铜、锌和钼的资源储量分别为 42.2 万 t、18.1 万 t 和 3.4 万 t,平均品位分别为 1.3%、3.9% 和 0.2%,加上矿区东部发现厚大的铜金矿体(谢桂青等,2021),该矿床可达到大型铜矿床、中型锌矿床的规模。矿区地层出露较简单,主要为上侏罗统多底沟组(J_3d)深灰色灰岩,灰白色大理岩;下白垩统林布宗组(K_1l)深灰色砂质板岩、粉砂岩夹砂岩,与下伏多底沟组呈整合接触关系;以及第四系沉积物,主要由砾石,砂屑和黏土组成的(图 2)。矿区东北部发育一条规模较大的北东-南西向逆冲推覆断裂,见少量近北西向的小规模后期张性断裂。

矿区内与成矿有关的中酸性岩浆在北东部大面积出露,在矿体附近主要以岩脉和岩株状产出,沿矿区地层层间空隙、构造裂隙发育。岩体的岩相学特征显示,随着与矿体距离远近的不同,岩体的粒度,结晶矿物大小,暗色矿物成分等均发生显著的变化,远离矿体的为闪长岩,靠近矿体是花岗闪长斑岩,是成矿最直接的岩体。矿区内闪长岩呈灰色,块状结构,矿物主要为斜长石、角闪石、黑云母(图 3a、b)。镜下可见斜长石多呈自形板状,正交偏光下可见斜

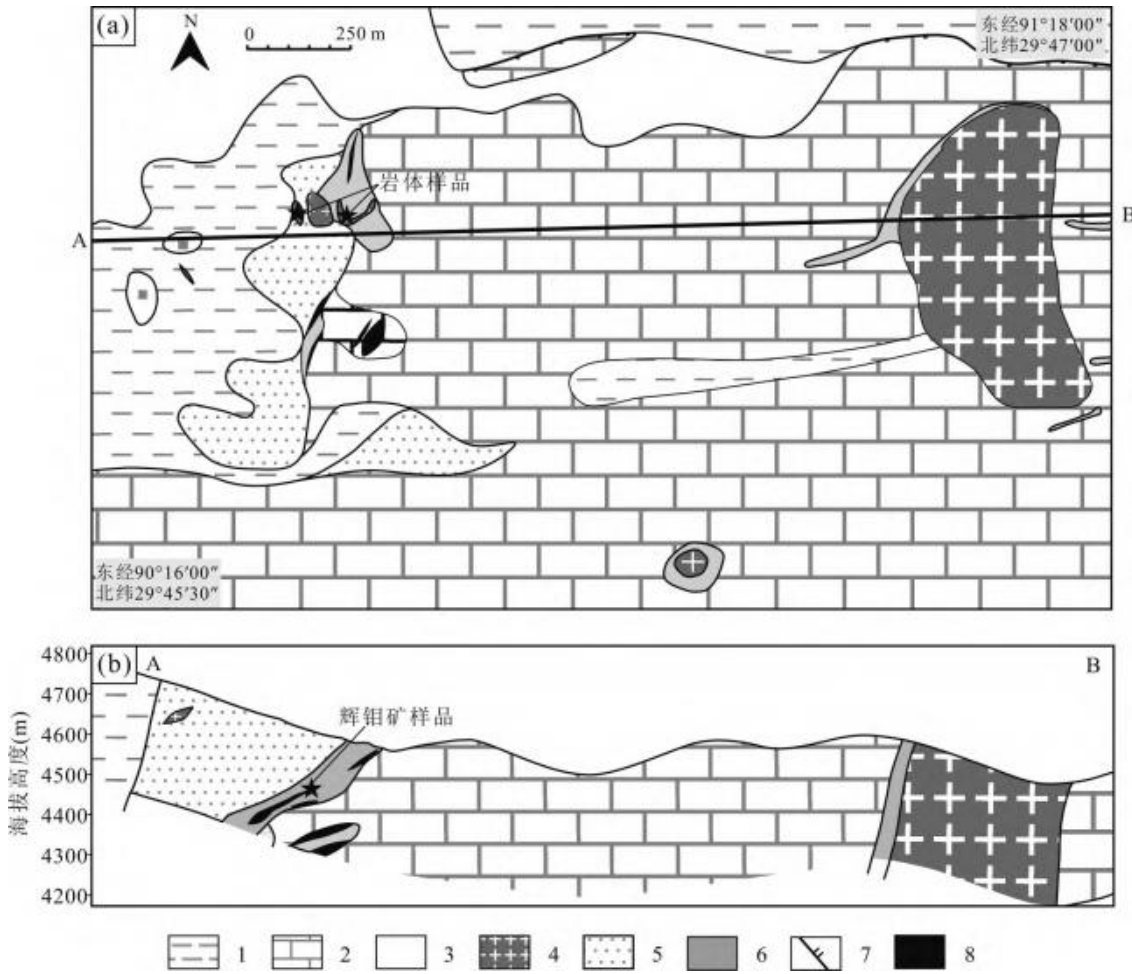


图 2 西藏程巴普砂卡岩型 Cu 矿床(a)矿区地质简图与(b)矿区地质剖面图(据张驰,2018 修改)

Fig 2 Geological sketch map (a) and geological profile (b) of the Chengbapu Cu deposit, Tibet

(modified after Zhang Chi, 2018)

1—第四系;2—上侏罗统多底沟组灰岩;3—下白垩统林布宗组砂岩;4—成矿岩体;5—角岩;6—砂卡岩;7—断层;8—矿体

1—Quaternary; 2—limestone and marble of Upper Jurassic Duodigou Formation; 3—sandstone of Lower Cretaceous Linbuzong Formation; 4—intrusions; 5—hornfels; 6—skarn; 7—normal fault; 8—ore body

长石发育明显的聚片双晶, 粒径约为 1~5 mm; 角闪石多呈自形短柱状, 粒径 0.5~2 mm; 黑云母多呈他形, 单偏光镜下为黄褐色—浅黄褐色, 多色性明显。花岗闪长斑岩呈浅灰色, 似斑状结构, 斑晶含量约 30%~40%, 主要包括斜长石、角闪石和黑云母, 基质主要由石英和斜长石组成(图 3c、d)。斜长石斑晶绝大多数呈自形板状, 粒径约为 1~3 mm, 在正交偏光下可见明显的聚片双晶; 角闪石多呈自形, 粒径 0.5~1 mm; 黑云母斑晶呈片状, 多色性明显。

程巴普矿区内已勘查的具有规模和大小不等的矿体超过 15 个, 主要分布于矿区的西部, 远离大面积出露的岩体(图 2)。各矿体出露的形状、走向和倾向均相似, 呈层状、似层状、脉状、透镜状产出, 顶、底板分别是于林布宗组砂质板岩和多底沟组灰岩,

产状与地层产状基本一致, 总体呈北东—南西向。矿体主要发育在砂卡岩、砂卡岩与角岩接触带、砂卡岩与灰岩接触带内(图 2a)。矿区钻孔勘探发现, 隐伏矿体多发育在角岩与灰岩中间的砂卡岩带中, 见于地质剖面中(图 2b)。

矿区围岩蚀变广泛发育, 包括砂卡岩化和角岩化, 其中砂卡岩化与成矿最为密切。根据矿床矿石结构构造、矿物共生组合、矿物间的穿切关系等特征, 可以将程巴普矿床矿区砂卡岩型成矿作用划分为进砂卡岩阶段、退蚀变阶段、石英-硫化物阶段和碳酸盐阶段。进砂卡岩阶段发育大量石榴子石和少量辉石。石榴子石分为棕红色和绿色两种(图 4a), 常呈自形结构(图 4a、d), 辉石主要为透辉石及蔷薇辉石; 退蚀变阶段在矿区出露较少, 主要矿物为绿帘

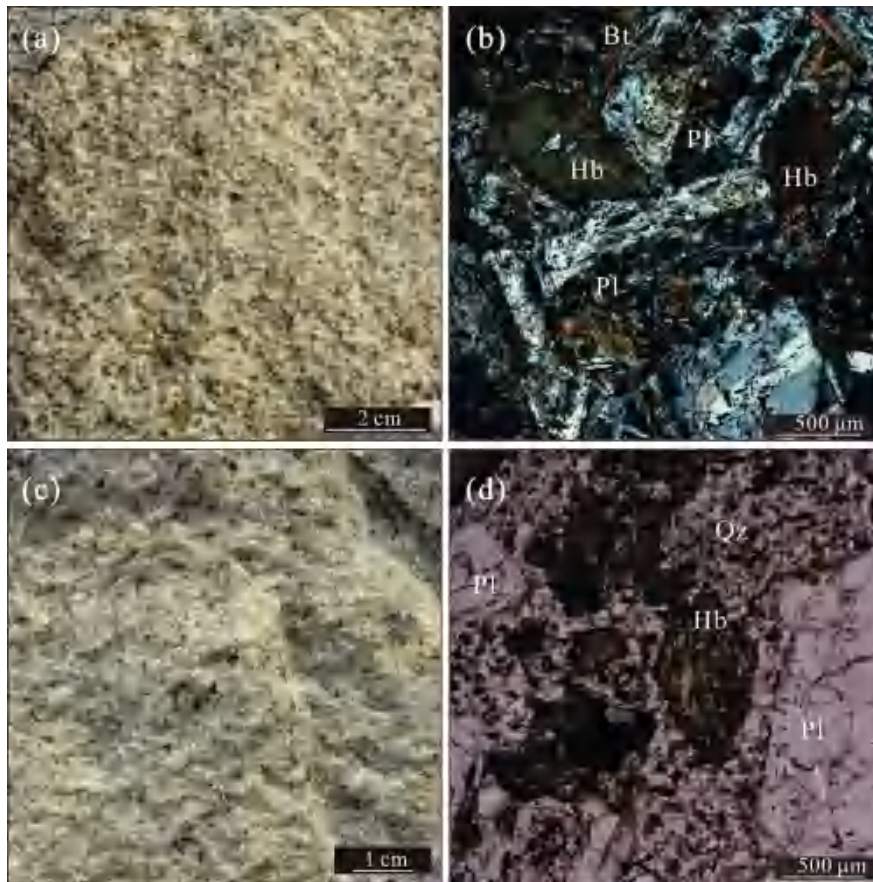


图 3 西藏程巴普矿床闪长岩(a, b)和花岗闪长斑岩(c, d)手标本和显微镜下照片

Fig. 3 Petrography and microphotographs of the diorite (a, b) and granodiorite porphyry (c, d), illustrating mineralogical and textural features of the rocks from the Chengbapu deposit, Tibet

Bt—黑云母; Hb—角闪石; Pl—斜长石; Qz—石英

Bt—biotite; Hb—hornblende; Pl—plagioclase; Qz—quartz

石、透闪石、阳起石等,局部可见被黄铜矿交代(图 4b、e、f);石英-硫化物阶段为主要的成矿阶段,以大量的黄铜矿、闪锌矿、辉钼矿、磁黄铁矿等金属硫化物沉淀为主要特征,同时石英呈脉状与硫化物共生(图 5)。碳酸盐阶段主要发育大量的方解石脉,偶见侵入含有黄铜矿和少量黄铁矿集合体中(图 4c)。

矿床的矿石构造主要呈团块状、浸染状或脉状(图 5)。金属硫化物以黄铜矿、闪锌矿、辉钼矿、磁黄铁矿为主,含有一定的黄铁矿等。黄铜矿局部富集且为铜的主要载体,矿区黄铜矿呈弥散状或脉状充填于脉石间隙,或呈不规则他形粒状集合体产出,通常与磁黄铁矿、闪锌矿关系较为密切,同时黄铜矿与辉钼矿也经常共生(图 5)。矿区闪锌矿主要发育于石英脉中或与黄铜矿共生,常为自形长柱状集合体或以不规则脉状穿切含黄铜矿石英脉(图 5a、b、d)。辉钼矿常呈块状、团斑状矿石或呈弥散状、星

点状与黄铜矿共生(图 5c、e、f)。磁黄铁矿在矿区分布较为普遍,呈他形粒状,主要有浸染状、团块状和致密块状,与黄铜矿共生较多(图 5d)。矿区黄铁矿分布较少,偶见于石英脉中(图 4d)。

3 样品描述与实验方法

用于开展程巴普砂卡岩型 Cu 矿床 Re-Os 同位素测试的 7 件辉钼矿样品均采自砂卡岩型矿石(图 2)。其中 4 件辉钼矿样品呈细脉浸染状赋存于砂卡岩或石英脉中,2 件为团斑状赋存于砂卡岩中,1 件呈块状集合体产于砂卡岩中(详细描述见表 1)。从远离矿体的闪长岩到靠近矿体的花岗斑岩依次采 7 个岩体样,其中 4 个样品为闪长岩,3 个为花岗斑岩(图 2),用于锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年,并被用于锆石 Lu-Hf 同位素测试。

辉钼矿单矿物挑选工作在河北廊坊欣航地质测绘院完成。采集的样品经粉碎后采用重法分选,之

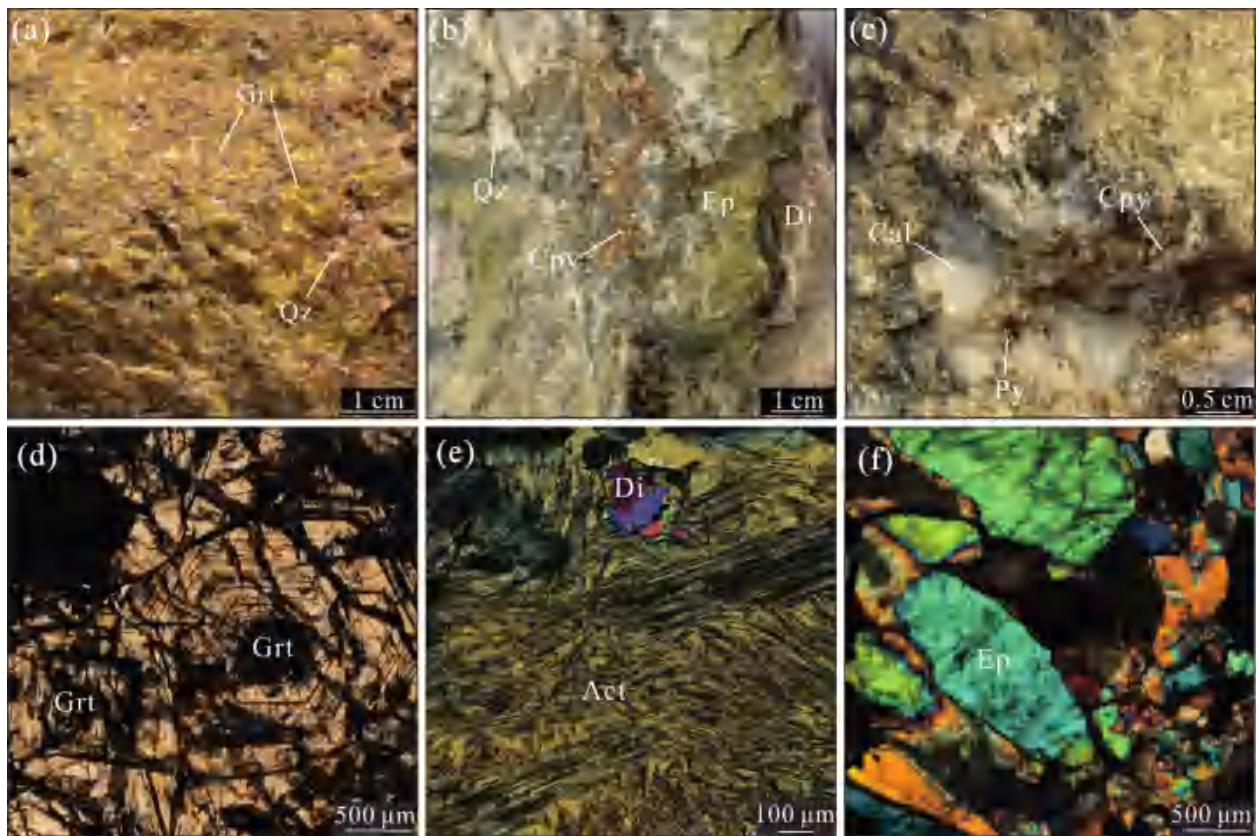


图 4 西藏程巴普矿床蚀变特征

Fig 4 Photographs and photomicrographs showing skarn alteration in Chengbapu deposit, Tibet

(a)—棕红色、黄绿色石榴子石;(b)—含透辉石的绿帘石砂卡岩,黄铜矿呈星点状、团块状交代绿帘石和透辉石;(c)—自形方解石脉侵入含有黄铜矿和少量黄铁矿集合体中;(d)—自形石榴子石见明显碎裂(单偏光);(e)—透辉石及阳起石集合体(正交光);(f)—绿帘石和透辉石(正交光);Act—阳起石;Cal—方解石;Cpy—黄铜矿;Di—透辉石;Ep—绿帘石;Grt—石榴子石;Py—黄铁矿;Qz—石英
(a)—brownish red and yellowish green garnet; (b)—a small amount of chalcopyrite is found in diopside and epidote aggregates; (c)—the euhedral calcite veins intrude into aggregates containing chalcopyrite and a small amount of pyrite; (d)—the euhedral garnet has obvious fragmentation (plane-polarized light); (e)—diopside and actinolite aggregate (cross-polarized light); (f)—epidote and diopside (cross-polarized light); Act—actinolite; Cal—calcite; Cpy—chalcopyrite; Di—diopside; Ep—epidote; Grt—garnet; Py—pyrite; Qz—quartz

表 1 西藏程巴普矿床普辉钼矿样品简要特征

Table 1 Brief characteristics of molybdenite samples from Chengbapu deposit, Tibet

样品编号	赋存岩性	产状	矿物形态	矿物组合
CMP16-1-38	砂卡岩	细脉浸染状	细粒	辉钼矿+黄铜矿
CMP16-1-48	石英脉	细脉浸染状	细粒	辉钼矿
CMP16-1-50	砂卡岩	细脉浸染状	细粒	辉钼矿+黄铜矿+黄铁矿
CMP16-1-52	砂卡岩	团斑状	片状	辉钼矿+黄铜矿+闪锌矿
CMP16-1-55	砂卡岩	细脉状	片状	辉钼矿
CMP16-1-56	砂卡岩	块状集合体	片状	辉钼矿
CMP16-1-51	砂卡岩	团斑状	片状	辉钼矿

后在双目镜下人工分离挑选,辉钼矿纯度达 98% 以上。辉钼矿单矿物 Re-Os 同位素测试在国家地质实验测试中心电感耦合等离子体质谱仪 TJA X-series ICP-MS 上完成,Re、Os 化学分离步骤、质谱测定方法和流程参照有关文献 (Shirey et al.,

1995; Du Andao et al., 2004; Stein et al., 2011)。Os 根据原子量表和同位素丰度表通过测量比计算得出。Re、Os 含量的置信水平 95%, 模式年龄的置信水平 95%。

锆石在河北廊坊欣航地质测绘院按常规重力和磁选方法分选,然后在双目镜下挑选出晶形较好、具有代表性的锆石粘在环氧树脂上浇铸制作成样品靶。阴极发光 (CL) 显微照相在北京大学地球与空间科学学院电镜实验室的扫描电镜加载阴极发光仪上完成。锆石 U-Pb 同位素定年在中国地质大学 (北京) 地质实验中心采用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱 (LA-ICP-MS) 完成,其样品同位素比值及元素含量计算采用 Glitter 程序,年龄计算及谐和图绘制采用 Isoplot 完成,LA-ICP-MS 分析的详细方法和流程见 Black et al. (2004)。锆石 Hf 同位素分

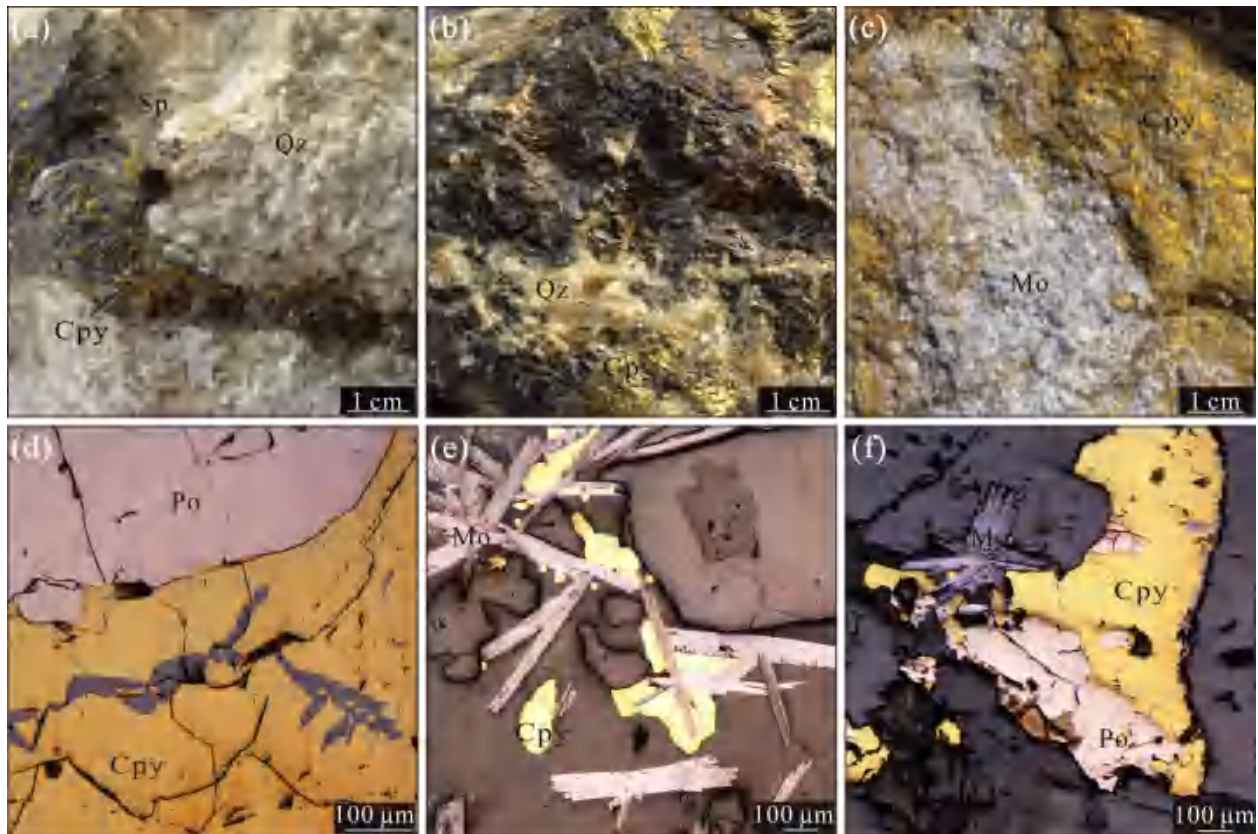


图 5 西藏程巴普矿床矿化特征

Fig 5 Photographs and photomicrographs with different mineralization in Chengbapu deposit, Tibet

(a)—闪锌矿黄铜矿共生脉体穿切石英聚集体;(b)—闪锌矿黄铜矿聚集体见被石英脉穿切;(c)—块状黄铜矿与辉钼矿共生;(d)—黄铜矿磁黄铁矿共生,黄铜矿被脉状闪锌矿穿切(反射光);(e)—长柱状辉钼矿集合体与黄铜矿共生(反射光);(f)—黄铜矿磁黄铁矿共生,辉钼矿填充于粒间(反射光);Cpy—黄铜矿;Mo—辉钼矿;Po—磁黄铁矿;Sp—闪锌矿;Qz—石英

(a)—the sphalerite and chalcopyrite vein crosscut quartz aggregate; (b)—the sphalerite and chalcopyrite aggregate cut by quartz veins; (c)—chalcopyrite and molybdenite; (d)—chalcopyrite co-exist with pyrrhotite, and cut by sphalerite (reflected light); (e)—long columnar molybdenite aggregates co-exist with chalcopyrite (reflected light); (f)—chalcopyrite and pyrrhotite, molybdenite is filled between grains (reflected light); Cpy—chalcopyrite; Mo—molybdenite; Po—pyrrhotite; Sp—sphalerite; Qz—quartz

析在中国地质科学院地质研究所的大陆构造与动力学国家重点实验室完成,仪器为 Neptune 多接收电感耦合等离子质谱仪,详细分析技术及方法见 Griffin et al. (2000)。

挑选 7 件代表性岩石做全岩地球化学成分分析,全岩主微量分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成,仪器为荷兰帕纳科公司 Axios 波长色散 X 射线荧光光谱仪(XRF)和高分辨率电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)。全岩 Sr-Nd 同位素测试在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室完成,仪器为德国 Finnigan 公司 MAT-262 型热电离质谱计。

4 测试结果

程巴普矿床 7 件辉钼矿样品的 Re 含量为

$110.1 \times 10^{-6} \sim 313.5 \times 10^{-6}$, 平均为 194.2×10^{-6} , Re 与 Os 含量变化协调,计算得出 7 件辉钼矿样品的模式年龄为 $58.6 \pm 1 \sim 59.6 \pm 1$ Ma(表 2),加权平均值为 59.2 ± 0.4 Ma(图 4)。辉钼矿的普通 Os 含量极低,为 $0.0007 \times 10^{-9} \sim 2.23 \times 10^{-9}$,平均为 0.767×10^{-9} 。符合辉钼矿 Re-Os 同位素体系模式年龄计算条件(蒋少涌等,2000),所获得模式年龄可反映辉钼矿的结晶时间。利用 Isoplot 软件对 7 件样品中辉钼矿数据进行等时线拟合(图 6a),获得 Re-Os 等时线年龄为 59.0 ± 0.8 Ma (MSWD = 0.9, $n=7$),与模式年龄在误差范围内一致。

程巴普矿床成矿岩体中的锆石单矿物绝大多数颗粒晶形完好,无色或微黄色,呈典型的长柱状或短柱状。阴极发光图像(CL)显示,大多数锆石具有典型的单期结晶生长的同心振荡环带(图 7)。本次研

表 2 西藏程巴普矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄

Table 2 Re-Os isotopic data of molybdenite from Chengbapu deposit, Tibet

样品号	样重 (g)	Re($\times 10^{-6}$)		普 Os($\times 10^{-6}$)		^{187}Re ($\times 10^{-6}$)		^{187}Os ($\times 10^{-9}$)		模式年龄 (Ma)	
		测定值	2σ	测定值	2σ	测定值	2σ	测定值	2σ	测定值	2σ
CMP16-1-38	0.01053	110.1	0.98	2.2337	0.07	69.2	0.62	68.3	0.5	59.3	0.9
CMP16-1-48	0.01037	248.5	2.83	0.5197	0.08	156.2	1.78	152.6	1.0	58.6	1.0
CMP16-1-50	0.01035	130.0	1.36	1.1448	0.14	81.7	0.86	81.1	0.6	59.5	1.0
CMP16-1-52	0.01061	144.6	1.45	0.4943	0.06	90.9	0.91	89.8	0.7	59.3	0.9
CMP16-1-55	0.01075	289.2	3.77	0.0009	0.06	181.8	2.37	178.6	1.1	58.9	1.0
CMP16-1-56	0.01132	313.5	3.58	0.0007	0.11	197.0	2.25	195.6	1.3	59.6	1.0
CMP16-1-51	0.00858	123.5	0.89	0.9721	0.10	77.6	0.56	76.3	0.5	59.0	0.8

注: 模式年龄计算公式采用: $t = \frac{1}{\lambda} [\ln(1 + \frac{^{187}\text{Os}}{^{187}\text{Re}})]$, 模式年龄的不确定度还包括衰变常数的不确定度(1.02%), 置信水平 95%; 模式年龄计算中 ^{187}Re 衰变常数 $\lambda = 1.666 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Lindner et al., 1989)。

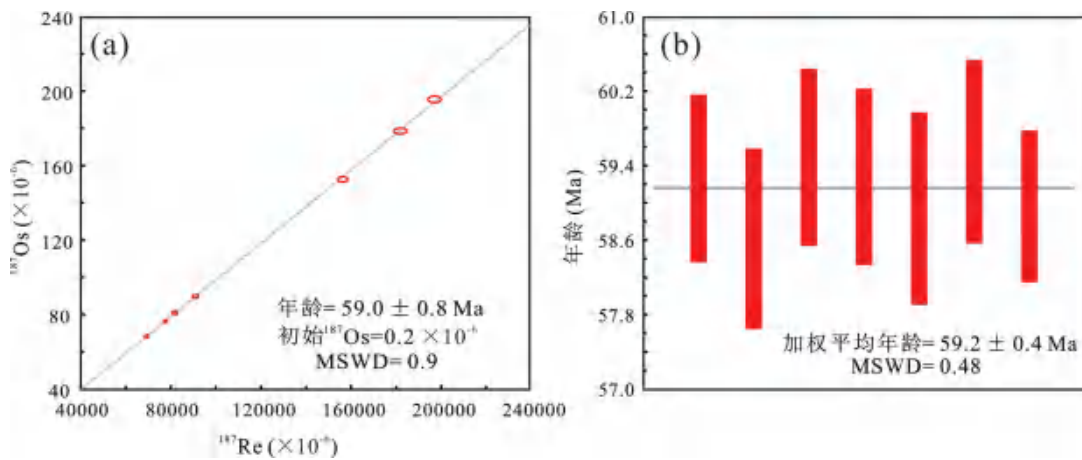


图 6 西藏程巴普 Cu 矿床辉钼矿等时线图(a)和加权平均年龄图(b)

Fig. 6 Re-Os isochron (a) and weighted average (b) age of molybdenite from Chengbapu deposit, Tibet

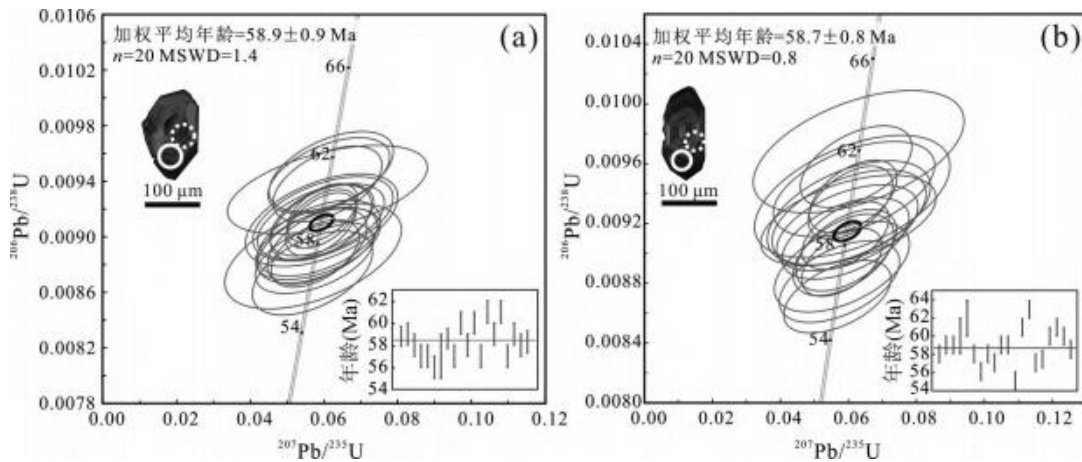


图 7 西藏程巴普矿床闪长岩(a)和花岗闪长斑岩(b)锆石 U-Pb 年龄谐和图及锆石阴极发光图像及测试点

Fig. 7 Zircon U-Pb concordia diagrams from the diorite (a) and granodiorite porphyry (b), and some selected cathodoluminescence (CL) images for zircons in Chengbapu deposit, Tibet

白色实圈代表 U-Pb 同位素测试点, 白色虚圈代表 Hf 同位素测试点

The white solid circles and the white dotted circle represent the U-Pb isotope and Hf isotope analysis spots

究挑选了闪长岩(CBP2-1)和花岗闪长斑岩(CBP1-1)中的锆石各 20 颗进行了 LA-ICP-MS U-Pb 同位素测

试, 具体分析结果见表 3。闪长岩锆石的 Th、U 含量分别为 $136.68 \times 10^{-6} \sim 443.12 \times 10^{-6}$ 和 201.71×10^{-6}

表 3 西藏程巴普矿床岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测试数据

Table 3 Zircon grains LA-ICP-MS U-Pb data for the intrusions in the Chengbapu deposit, Tibet

样品号	Th ($\times 10^{-6}$)	U ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
				比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ
花岗闪长斑岩													
CBP1-1-01	161.98	406.69	0.40	0.047190	0.009870	0.059170	0.012340	0.009100	0.000180	58	12	58	1
CBP1-1-02	126.13	272.53	0.46	0.047180	0.013430	0.059990	0.017030	0.009220	0.000200	59	16	59	1
CBP1-1-03	177.04	366.76	0.48	0.047090	0.012450	0.060160	0.015850	0.009270	0.000230	59	15	59	1
CBP1-1-04	116.28	254.30	0.46	0.047300	0.014730	0.061150	0.018980	0.009380	0.000270	60	18	60	2
CBP1-1-05	118.99	303.10	0.39	0.047250	0.015390	0.063030	0.020470	0.009680	0.000270	62	20	62	2
CBP1-1-06	475.97	699.83	0.68	0.047750	0.007860	0.059370	0.009730	0.009020	0.000180	59	9	58	1
CBP1-1-07	230.80	466.99	0.49	0.047240	0.008710	0.056740	0.010420	0.008710	0.000160	56	10	56	1
CBP1-1-08	204.43	386.60	0.53	0.047230	0.007940	0.058550	0.009790	0.008990	0.000180	58	9	58	1
CBP1-1-09	364.31	655.95	0.55	0.047280	0.010720	0.058090	0.013120	0.008910	0.000200	57	13	57	1
CBP1-1-10	124.51	297.74	0.42	0.047240	0.011780	0.060190	0.014960	0.009240	0.000210	59	14	59	1
CBP1-1-11	125.76	263.71	0.48	0.047230	0.010910	0.059680	0.013740	0.009170	0.000190	59	13	59	1
CBP1-1-12	83.49	200.15	0.42	0.047270	0.018280	0.054710	0.021110	0.008400	0.000260	54	20	54	2
CBP1-1-13	189.12	320.92	0.59	0.047400	0.012090	0.061640	0.015670	0.009430	0.000210	61	15	61	1
CBP1-1-14	293.08	454.03	0.65	0.047150	0.008410	0.063770	0.011330	0.009810	0.000190	63	11	63	1
CBP1-1-15	148.95	310.00	0.48	0.047220	0.009640	0.057360	0.011670	0.008810	0.000180	57	11	57	1
CBP1-1-16	261.64	446.50	0.59	0.047140	0.006370	0.058090	0.007810	0.008940	0.000150	57	7	57	1
CBP1-1-17	297.91	501.06	0.59	0.047050	0.006400	0.060580	0.008200	0.009340	0.000160	60	8	60	1
CBP1-1-18	270.32	465.21	0.58	0.047110	0.008220	0.062270	0.010830	0.009580	0.000180	61	10	61	1
CBP1-1-19	291.61	491.82	0.59	0.047420	0.006600	0.061370	0.008500	0.009380	0.000160	60	8	60	1
CBP1-1-20	262.32	438.76	0.60	0.047050	0.006740	0.059160	0.008450	0.009120	0.000150	58	8	59	1
闪长岩													
CBP2-1-01	443.12	639.09	0.69	0.04708	0.00499	0.05955	0.00629	0.00917	0.00014	59	6	59	1
CBP2-1-02	243.01	356.45	0.68	0.04717	0.00743	0.05937	0.00931	0.00912	0.00017	59	9	59	1
CBP2-1-03	149.54	333.02	0.45	0.04729	0.00893	0.05861	0.01102	0.00899	0.00018	58	11	58	1
CBP2-1-04	409.38	466.45	0.88	0.04724	0.0091	0.05832	0.01119	0.00895	0.00017	58	11	57	1
CBP2-1-05	157.96	326.25	0.48	0.04725	0.00873	0.05825	0.01073	0.00894	0.00018	57	10	57	1
CBP2-1-06	236.82	388.51	0.61	0.04667	0.01302	0.05703	0.01583	0.00886	0.00025	56	15	57	2
CBP2-1-07	413.28	628.86	0.66	0.04713	0.00503	0.05934	0.0063	0.00913	0.00014	59	6	59	1
CBP2-1-8	510.78	457.89	1.12	0.04702	0.00872	0.0574	0.01061	0.00885	0.00017	57	10	57	1
CBP2-1-9	136.68	312.03	0.44	0.04731	0.01395	0.06092	0.01793	0.00934	0.00021	60	17	60	1
CBP2-1-10	185.28	301.38	0.61	0.04713	0.00724	0.05916	0.00903	0.0091	0.00018	58	9	58	1
CBP2-1-11	227.59	376.28	0.60	0.04719	0.01311	0.05536	0.01532	0.0085	0.00023	55	15	55	1
CBP2-1-12	201.67	397.59	0.51	0.04708	0.00758	0.06093	0.00977	0.00938	0.00018	60	9	60	1
CBP2-1-13	403.24	595.46	0.68	0.04701	0.00647	0.05759	0.00788	0.00888	0.00016	57	8	57	1
CBP2-1-14	189.03	427.65	0.44	0.04743	0.00858	0.06197	0.01116	0.00947	0.00019	61	11	61	1
CBP2-1-15	186.43	356.6	0.52	0.04742	0.01002	0.05973	0.01258	0.00913	0.0002	59	12	59	1
CBP2-1-16	228.39	396.99	0.57	0.0471	0.00842	0.06133	0.01092	0.00944	0.00018	60	10	61	1
CBP2-1-17	172.16	439.47	0.39	0.04718	0.00729	0.05814	0.00894	0.00893	0.00018	57	9	57	1
CBP2-1-18	141.95	335.35	0.42	0.0472	0.01092	0.05937	0.01367	0.00912	0.00022	59	13	59	1
CBP2-1-19	150.05	314.89	0.48	0.04709	0.00911	0.05917	0.01141	0.00911	0.00018	58	11	58	1
CBP2-1-20	207.21	501.75	0.41	0.04722	0.00508	0.05923	0.00634	0.00909	0.00015	58	6	58	1

$\sim 639.09 \times 10^{-6}$, 花岗闪长斑岩锆石的 Th、U 含量分别为 $116.28 \times 10^{-6} \sim 475.97 \times 10^{-6}$ 和 $254.30 \times 10^{-6} \sim 699.83 \times 10^{-6}$ 。两种岩性中锆石的 Th/U 比值都远大于 0.4, 结合其自形晶的形态, 显示它们都是典型的岩浆锆石 (Hoskin et al., 2003)。使用 Isoplot 将样品测试结果计算投图, 有效点均投影在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上的谐和线附近 (图 7), 获得闪长岩的锆石谐和年龄为 58.9 ± 0.9 Ma

($n=20$, MSWD=1.4), 加权平均年龄为 58.9 ± 0.8 Ma, 花岗闪长斑岩的锆石谐和年龄为 58.7 ± 0.8 Ma ($n=20$, MSWD=0.8), 加权平均年龄为 58.7 ± 0.9 Ma。

程巴普矿床成矿岩体锆石 Hf 同位素测试结果见表 4。本次研究主要针对已获得谐和 U-Pb 年龄的锆石进行原位 Hf 同位素测试。两种岩性中锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值都介于 0.000858~0.003354 之

间,较低的锆石¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值表明¹⁷⁶Lu 及其衰变而成的¹⁷⁶Hf 的质量相对于¹⁷⁷Hf 的质量要低的多,因此用所测¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值代表锆石结晶时的初始¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值(吴福元等,2007)。闪长岩的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 值为 0.282835~0.282964,计算出相应的

$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的值范围为 +0.3~+6.0 之间,Hf 同位素地壳模式年龄(T_{DM}^{C}) 范围为 667~908 Ma。花岗闪长斑岩¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 值为 0.282761~0.282918,计算出相应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的值范围为 +3.1~+7.6 之间,Hf 同位素地壳模式年龄(T_{DM}^{C}) 范围为 1083~722 Ma。

表 4 西藏程巴普 Cu 矿床成矿岩体锆石 Hf 同位素分析结果

Table 4 Zircon grains Hf isotope data for intrusions in the Chengbapu deposit, Tibet

样品号	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$	Hf($\times 10^{-6}$)	MC
花岗闪长斑岩										
CBP1-1-01	0.001435	0.000007	0.282840	0.000017	3.19	590.15	892.27	-0.96	10025.11	68.74
CBP1-1-02	0.001079	0.000005	0.282877	0.000020	4.54	532.07	807.80	-0.97	8805.51	71.77
CBP1-1-03	0.001274	0.000017	0.282925	0.000020	6.20	467.35	701.98	-0.96	9332.94	75.42
CBP1-1-04	0.001100	0.000005	0.282877	0.000019	4.54	533.03	808.31	-0.97	9282.73	71.78
CBP1-1-05	0.001386	0.000013	0.282856	0.000018	3.84	566.62	854.17	-0.96	10309.76	70.21
CBP1-1-06	0.001366	0.000011	0.282877	0.000016	4.49	536.76	809.97	-0.96	11299.30	71.66
CBP1-1-07	0.001294	0.000015	0.282877	0.000019	4.44	536.17	811.66	-0.96	10032.26	71.55
CBP1-1-08	0.001262	0.000011	0.282882	0.000018	4.68	527.76	797.91	-0.96	9448.20	72.09
CBP1-1-09	0.001681	0.000013	0.282855	0.000020	3.68	572.88	860.41	-0.95	12512.46	69.85
CBP1-1-10	0.000955	0.000009	0.282964	0.000018	7.60	407.87	613.05	-0.97	9927.05	78.41
CBP1-1-11	0.001094	0.000026	0.282929	0.000019	6.36	458.98	691.86	-0.97	9840.21	75.77
CBP1-1-13	0.001015	0.000012	0.282907	0.000017	5.62	489.62	740.61	-0.97	10373.72	74.16
CBP1-1-15	0.001383	0.000012	0.282907	0.000019	5.54	493.51	742.30	-0.96	9431.52	73.99
CBP1-1-16	0.001173	0.000013	0.282906	0.000018	5.50	493.20	745.48	-0.96	10632.30	73.89
CBP1-1-17	0.001383	0.000022	0.282877	0.000019	4.51	537.66	809.91	-0.96	10595.21	71.72
CBP1-1-18	0.001409	0.000011	0.282907	0.000020	5.62	494.08	740.43	-0.96	10678.55	74.16
闪长岩										
CBP2-1-01	0.001457	0.000009	0.282896	0.000021	5.16	511.3	767.79	-0.96	10986.87	73.16
CBP2-1-02	0.001097	0.000011	0.282856	0.000026	3.78	562.62	855.77	-0.97	10483.34	70.07
CBP2-1-03	0.001352	0.000009	0.282812	0.000024	2.18	629.76	956.39	-0.96	10386.5	66.41
CBP2-1-04	0.001327	0.000016	0.282825	0.000019	2.62	611.09	928.23	-0.96	9883.96	67.41
CBP2-1-05	0.001304	0.000011	0.28286	0.000024	3.88	559.83	848.11	-0.96	10113.43	70.29
CBP2-1-06	0.001366	0.000015	0.282857	0.000019	3.76	565.39	855.52	-0.96	11127.69	70.03
CBP2-1-07	0.000952	0.000015	0.282872	0.000019	4.35	537.61	819.38	-0.97	11112.1	71.35
CBP2-1-8	0.003354	0.000014	0.282761	0.000023	0.30	741.97	1075.12	-0.9	8158.46	61.94
CBP2-1-9	0.001172	0.000009	0.282796	0.000019	1.66	649.9	991.39	-0.96	9732.53	65.18
CBP2-1-10	0.000858	0.00002	0.282908	0.000021	5.61	485.4	738.51	-0.97	10031.84	74.15
CBP2-1-12	0.001323	0.000006	0.282885	0.000018	4.82	524.67	790.7	-0.96	10481.25	72.39
CBP2-1-13	0.001138	0.000026	0.282856	0.000019	3.74	563.04	856.73	-0.97	10292.12	69.98
CBP2-1-14	0.001168	0.000042	0.282831	0.000017	2.92	600	912.13	-0.96	10216.39	68.11
CBP2-1-18	0.001368	0.000008	0.282918	0.000018	5.97	477.82	716.8	-0.96	9244.63	74.92
CBP2-1-19	0.001266	0.00001	0.282868	0.000018	4.17	548.26	830.13	-0.96	9771.51	70.95
CBP2-1-20	0.001548	0.000012	0.28284	0.000019	3.16	593.3	894.48	-0.95	10551.84	68.67
CBP2-1-01	0.001457	0.000009	0.282896	0.000021	5.16	511.3	767.79	-0.96	10986.87	73.16
CBP2-1-02	0.001097	0.000011	0.282856	0.000026	3.78	562.62	855.77	-0.97	10483.34	70.07

注: $T_{\text{DM}} = (1/\lambda) \times \ln(1 + ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}))$; $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = T_{\text{DM}} - (T_{\text{DM}} - t) \times ((f_{\text{cc}} - f_{\text{s}}) / (f_{\text{cc}} - f_{\text{DM}}))$; $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ (Griffin et al., 2000); $f_{\text{cc}} = -0.5482$ (Griffin et al., 2000); $f_{\text{DM}} = 0.157$; MC 为地幔贡献率(mantle contribution), 计算方法参照 Mišković et al. (2009)。

程巴普矿床成矿岩体的主微量元素分析结果如表 5 所示,在 TAS 岩石分类图解中(图 8a),闪长岩和花岗闪长斑岩 SiO₂ 含量变化范围较大为 60.03%~73.06%,其中闪长岩 K₂O+Na₂O 含量在 2.90%~5.41%之间,花岗闪长斑岩 K₂O+Na₂O 含量在 5.41%~6.23%之间;闪长岩和花岗闪长斑岩

Al₂O₃ 含量在 13.23%~18.27%之间,在 A/NK-A/CNK 分类图解中均落入准铝质范围内(图 8b);闪长岩 MgO 的含量在 0.85%~2.22%之间,分异指数(DI)为 83.3~84.8;而花岗闪长斑岩 MgO 的含量在 0.74%~1.02%之间,分异指数(DI)为 88.5~92.9。

表 5 西藏程巴普 Cu 矿床成矿岩体主微量元素分析结果

Table 5 The results of major and trace elements of intrusions in the Chengbapu deposit, Tibet

样品号	含量(%)										LOI	Total	DI
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			
花岗闪长斑岩													
CBP1-1	70.90	0.29	14.07	2.52	0.10	0.84	3.84	2.79	2.86	0.10	1.16	99.45	91.73
CBP1-2	73.06	0.25	13.24	2.38	0.08	0.75	3.54	2.68	2.73	0.09	1.07	99.86	92.90
CBP1-4	67.10	0.33	15.28	1.54	0.18	1.02	5.90	3.08	3.15	0.15	2.62	100.36	88.54
闪长岩													
CBP2-3	64.06	0.46	16.45	2.30	0.23	1.55	9.13	3.53	0.55	0.19	1.36	99.80	83.30
CBP2-5	64.06	0.46	16.45	2.30	0.23	1.55	9.13	3.53	0.55	0.19	1.36	99.80	83.30
CBP2-6	65.05	0.25	15.10	2.90	0.29	0.85	9.18	2.17	0.74	0.10	3.79	100.41	83.99
CBP2-1	60.03	0.64	18.27	5.51	0.08	2.22	5.82	3.41	2.01	0.19	1.95	100.12	84.78
含量(×10 ⁻⁶)													
样品号	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
	花岗闪长斑岩												
CBP1-1	58.26	278.74	14.64	92.70	6.94	371.30	20.98	40.85	4.34	15.75	2.97	0.75	2.76
CBP1-2	52.68	274.36	14.72	79.57	6.51	367.94	18.70	37.57	4.01	14.65	2.85	0.78	2.43
CBP1-4	134.07	375.11	16.94	107.95	6.31	390.83	19.89	39.09	4.35	16.65	3.40	0.86	2.93
闪长岩													
CBP2-3	18.44	457.13	16.00	118.06	6.83	70.65	20.23	42.31	4.54	17.00	3.31	0.85	2.91
CBP2-5	18.53	454.42	15.93	114.26	7.14	67.24	19.38	39.70	4.37	16.34	3.14	0.71	3.03
CBP2-6	33.73	214.97	14.90	91.07	5.81	60.02	16.09	33.62	3.66	14.03	2.64	0.95	2.34
CBP2-1	66.30	536.06	21.64	127.96	6.05	343.41	21.14	40.74	4.79	19.05	4.10	1.22	4.04
含量(×10 ⁻⁶)													
样品号	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	δEu
	花岗闪长斑岩												
CBP1-1	0.43	2.34	0.49	1.42	0.24	1.72	0.27	2.66	0.69	7.69	10.81	2.63	0.79
CBP1-2	0.38	2.31	0.49	1.48	0.28	1.52	0.23	2.39	0.66	6.62	10.62	2.66	0.88
CBP1-4	0.47	2.66	0.58	1.58	0.30	1.70	0.28	2.99	0.63	5.78	9.88	2.29	0.82
闪长岩													
CBP2-3	0.44	2.64	0.52	1.51	0.25	1.47	0.24	3.18	0.58	4.50	8.96	2.06	0.82
CBP2-5	0.43	2.67	0.52	1.43	0.23	1.52	0.25	3.07	0.57	4.29	8.67	2.05	0.69
CBP2-6	0.39	2.22	0.44	1.29	0.22	1.45	0.24	2.32	0.50	6.52	10.14	3.87	1.14
CBP2-1	0.65	3.65	0.69	1.96	0.32	1.89	0.31	3.10	0.44	10.00	5.97	1.30	0.90

注:DI=石英+正长石+钠长石+霞石+白榴石+钾长石,依据 CIPW 标准矿物计算; LOI 为烧失量; δEu=Eu/Eu* = Eu_N/[(1/2)/((Sm)_N/(Gd)_N)]。

闪长岩和花岗闪长斑岩稀土具有相近的特征,其总量 ΣREE 变化于 79.59×10⁻⁶~104.55×10⁻⁶ 之间, LREE/HREE 为 6.74~8.87, (La/Yb)_N 为 7.95~9.85。在球粒陨石标准化图解中(图 9a), 样品显示强烈富集轻稀土(LREE), 亏损重稀土(HREE)的特征,表现出较明显的轻重稀土间分馏效应,是一种典型右倾型的稀土配分模式。样品 δEu 变化范围为 0.69~1.14,显示弱的负 Eu 异常。在微量元素比值蛛网图(图 9b)上,样品分布较为一致,都富集大离子亲石元素(LILE),如 Zr、Th、U、Pb 等,相对亏损高场强元素(HFSE),如 Nb、Ta、Ti 等。

程巴普矿床成矿岩体的全岩 Sr-Nd 同位素测试与计算结果见表 6。四个成矿岩体样品(CBP1-1, CBP1-2, CBP1-4, CBP2-3)的数据较为集中,其

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(D) 值介于 0.7058~0.7063 之间,其 ε_{Nd}(t) 值介于 -0.08~+0.48 之间, T_{DM2} 模式年龄在 844~784 Ma 之间(图 10)。

5 讨论

5.1 成岩成矿时代

辉钼矿具有较高的封闭温度(约 500℃),后期热液蚀变或构造热事件一般不能破坏其 Re-Os 同位素体系的封闭性,因而辉钼矿 Re-Os 同位素是研究金属内生矿床成矿时代十分有效的手段(李超等, 2012;冷秋锋等, 2015)。本文采集程巴普矿区砂卡岩中不同成矿阶段产出的辉钼矿,获得 Re-Os 等时线年龄为 59.0±0.8 Ma、加权平均年龄为 59.2±0.4 Ma,二者在误差范围内一致,从而限制了辉钼矿结晶的时代(图 6)。辉钼矿样品呈块状或者浸染

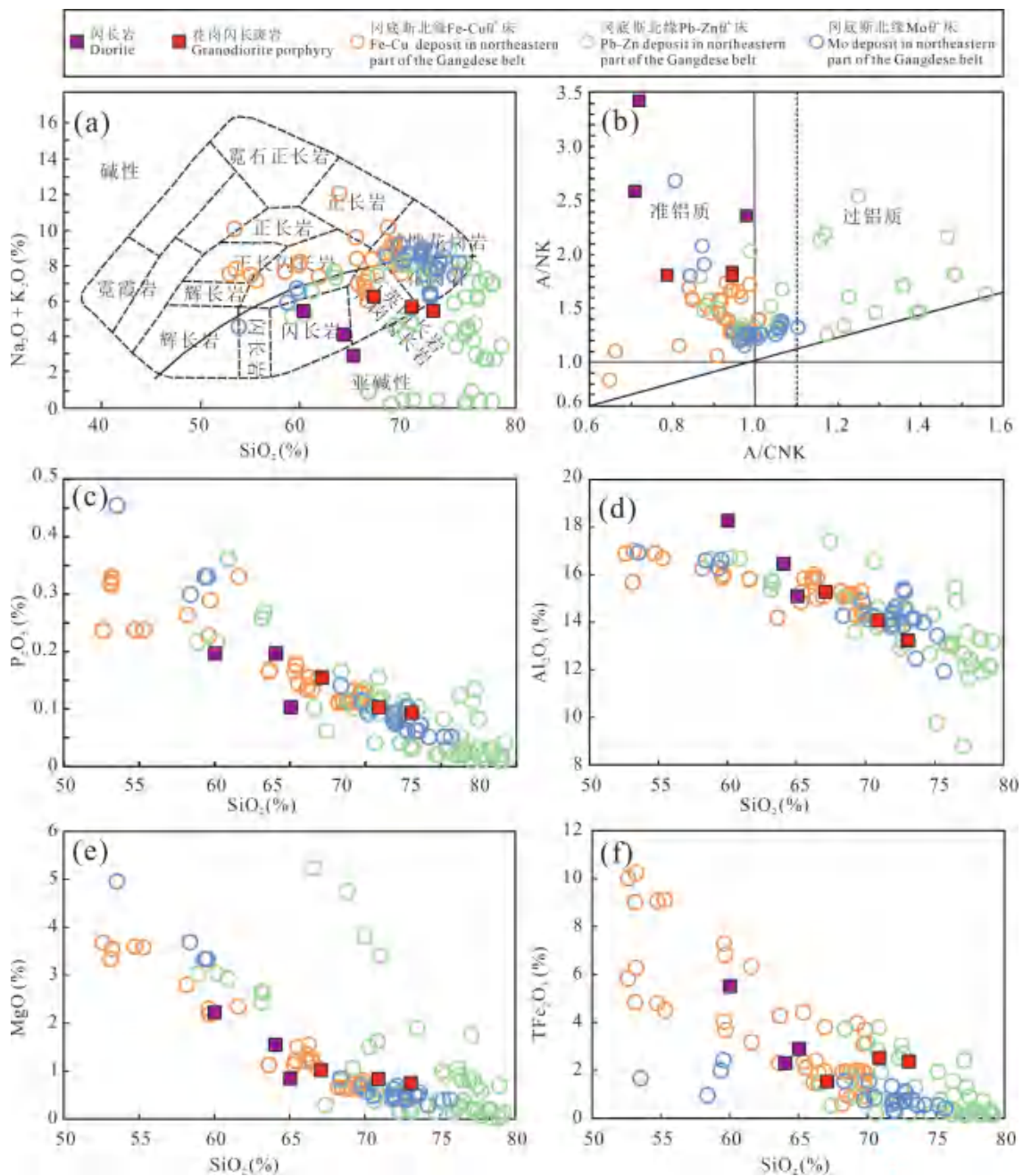


图 8 西藏程巴普矿床成矿岩体主量元素成分图解

Fig 8 Diagram of major elements of intrusions in the Chengbapu deposit, Tibet

(a)—TAS 图解(分类据 Wilson, 1989); (b)—A/CNK-A/NK 图解(据 Maniar et al., 1998); (c~f)— SiO_2 与 P_2O_5 、 Al_2O_3 、 MgO 、 TFe_2O_3 图解;程巴普数据来自本文,冈底斯北缘 Fe-Cu 矿床包括加多普勒(51 Ma)、热玛(50 Ma)、加拉普(63 Ma)和江嘎(65 Ma)等,Mo 矿床包括沙让(53 Ma 和 18 Ma)和邦铺(62 Ma 和 14 Ma)等,Pb-Zn 矿床包括亚贵拉(132 Ma 和 63 Ma 和 17 Ma)、龙马拉(56 Ma)、蒙亚啊(13 Ma)和纳如松多(63 Ma)等,相关数据来自 Zheng Yuanchuan et al. (2015)和 Fu Qiang et al. (2017)以及其中的参考文献

(a)—total alkalis vs. silica (after Wilson, 1989); (b)—A/CNK vs. A/NK (after Maniar et al., 1998); (c~f)—diagram of SiO_2 versus P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 (data for Chengbapu deposit are obtained from this paper; Fe-Cu deposits in northeastern of Gangdesthe including Duopule (51 Ma), Rema (50 Ma), Jialapu (63 Ma), Jiangga (65 Ma), and Mo deposits including Sharang (53 Ma and 18 Ma) and Bangpu (62 Ma and 14 Ma); Pb-Zn deposits including Yaguila (132 Ma, 63 Ma and 17 Ma), Longmala (56 Ma), Mengya'a (13 Ma) and Narusonduo (63 Ma), data for deposit from Zheng Yuanchuan et al. (2015), Fu Qiang et al. (2017) and references therein)

状赋存于砂卡岩和石英脉中,与黄铜矿和闪锌矿密切共生。因此,辉钼矿结晶年龄可以代表矿床的成

矿时代。闪长岩和花岗闪长斑岩在空间位置上与矿体密切相关,其岩浆锆石 U-Pb 定年结果分别为

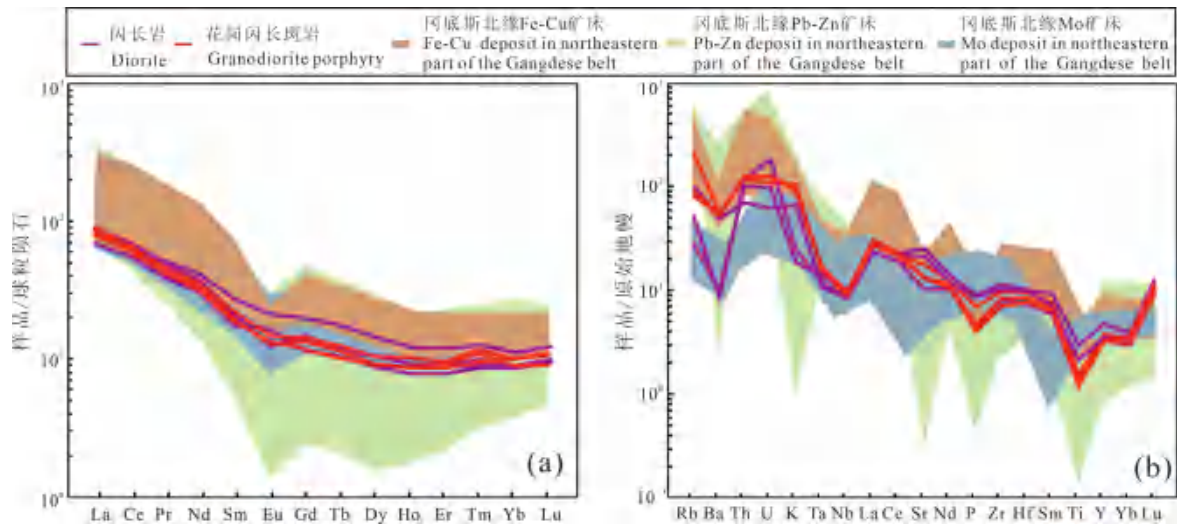


图 9 西藏程巴普 Cu 矿床成矿岩体稀土元素(a)和微量元素(b)配分图

(球粒陨石和原始地幔标准化引自 Sun Shensu et al., 1989;数据来源见图 8)

Fig. 9 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace-element spidergrams (b) of the intrusions in the Chengbapu deposit, Tibet (normalizing data from Sun Shensu et al., 1989; data source is shown in Fig. 8)

表 6 西藏程巴普 Cu 矿床成矿岩体 Sr-Nd 同位素测试分析结果

Table 6 The results of Sr-Nd isotope of intrusions in the Chengbapu deposit, Tibet

样品号	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(t)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	T _{DM2} (Ma)
CBP-1-1	0.605082	0.705999	14	0.705801	0.114143	0.512648	10	0.512628	0.48	783.61
CBP-1-2	0.555814	0.705996	15	0.705814	0.117512	0.512627	11	0.512606	0.06	832.88
CBP-1-4	1.034687	0.706649	13	0.706310	0.123429	0.512643	10	0.512621	0.35	835.17
CBP-2-3	0.116799	0.706297	15	0.706259	0.117601	0.512620	10	0.512599	-0.08	844.45

58.9 ± 0.9 Ma 和 58.7 ± 0.8 Ma(图 7),与矿床的成矿时代一致,表明其是程巴普矿床的成矿岩体。因此,程巴普矿床成岩成矿作用时代为古新世,为印-亚陆陆碰撞的主碰撞汇聚阶段,这与冈底斯北缘多金属成矿带内主要成矿作用形成时间一致(65~40 Ma;孟祥金等,2003;侯增谦等,2006b;Zheng Yuanchuan et al., 2015)。

除程巴普矿床外,冈底斯北缘多金属成矿带还发育有与花岗岩相关的 Pb-Zn 矿,如亚贵拉(62.4 Ma)、蒙亚啊(54.6 Ma)、纳如松多(57.8 Ma)等矿床(纪现华等,2012;付强等,2015;Fu Qiang et al., 2017),以及砂卡岩型多金属矿床如龙马拉(56.3 Ma)、勒青拉(59.4 Ma)等(付强等,2014;Wang Rui et al., 2015;Zhang Aiping et al., 2019),砂卡岩型铁矿如加拉普(63.2 Ma)、热玛(49.7 Ma)等(于玉帅等,2011;付强等,2013)。成矿带内不同金属类型矿床存在明显的分带性,即 Pb-Zn 矿床多位于成矿带北侧,以 Cu、Fe 矿为主的矿床多位于成矿带南侧,成矿带中部的矿床则表现出 Cu、Fe、Pb、Zn、Mo 等共生的特征(图 1c)。尽管成矿带内矿床的成矿金属组合在空间分布上具有一定分带性,但其形成

时代相当,均集中于古新世—始新世,属于印-亚主碰撞阶段的成矿作用。

5.2 岩石成因

闪长岩和花岗闪长斑岩具有相似的稀土和微量元素(图 9)、全岩 Sr-Nd 同位素以及锆石 Hf 同位素组成(图 10a、b),表明两者岩浆源区属性相似。同时,在 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(t)、ε_{Nd}(t)-SiO₂ 图解中(图 10c、d),⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(t) 和 ε_{Nd}(t) 值随着 SiO₂ 升高无明显变化,证明岩浆演化过程中地壳混染有限(DePaolo, 1981)。在 P₂O₅、Al₂O₃、MgO、Fe₂O₃-SiO₂ 等图解中,闪长岩和花岗闪长斑岩主量元素表现出良好的连续演化趋势(图 8c~f),指示闪长岩和花岗闪长斑岩可能有密切的成因演化关系。花岗闪长斑岩具有更高的 SiO₂ 含量,更低的 MgO、Fe₂O₃ 含量(图 8e、f),这些特征暗示其是闪长岩经历结晶分异的产物。此外,从闪长岩到花岗闪长斑岩 La/Sm 随着 SiO₂ 含量的升高而升高(图 11a),然而 Dy/Yb 值却随着岩浆分离结晶演化而降低,这一特征与角闪石分离结晶的趋势一致(图 11b;Davidson et al., 2007)。角闪石的分离结晶过程往往伴随着斜长石的分离(Moyen, 2009)。Sr/Y、La/Yb 和 Sr 含量和 SiO₂ 含

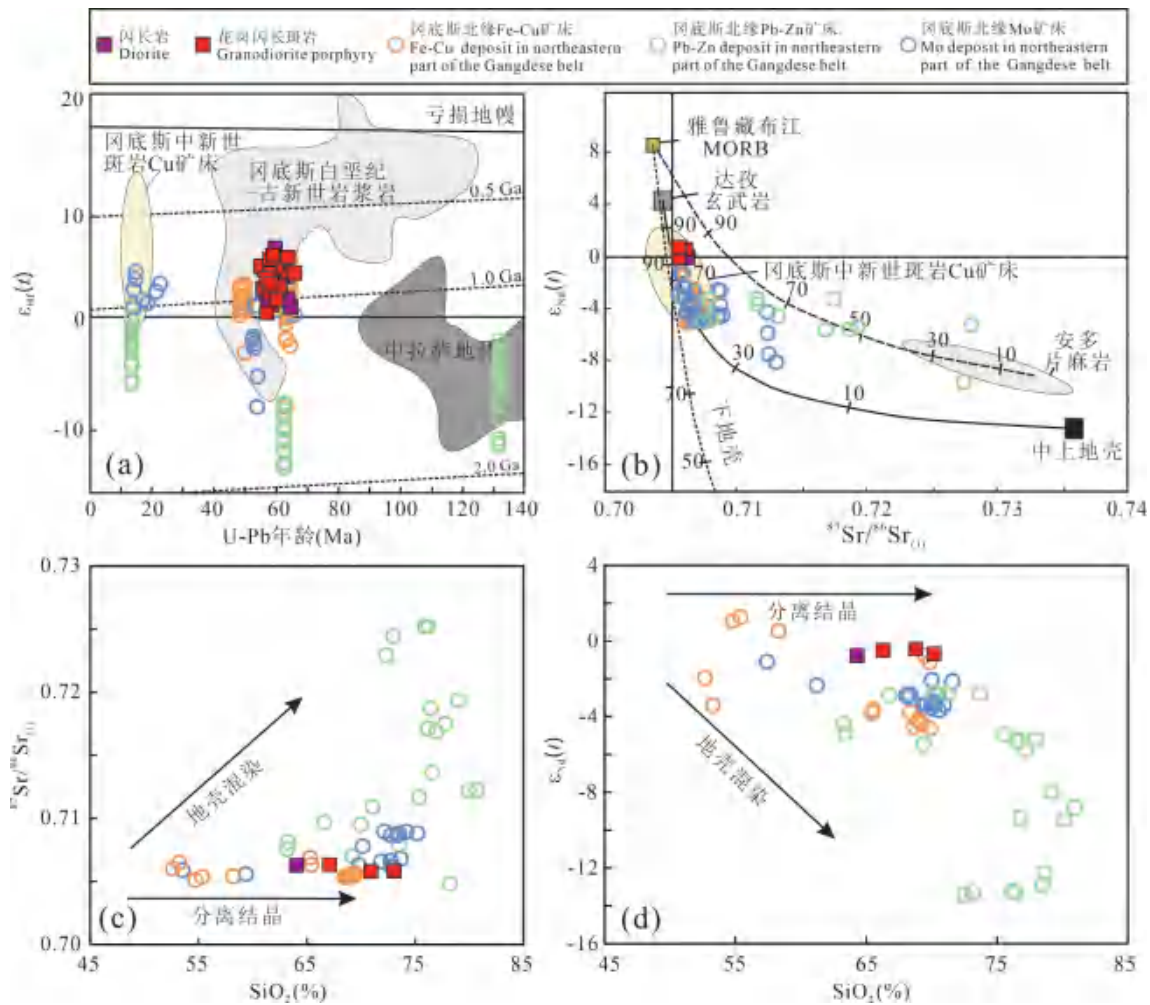


图 10 西藏巴普 Cu 矿床成矿岩体锆石 U-Pb 年龄- $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (a)、全岩 Sr-Nd 同位素 (b) 图解、 SiO_2 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 图解 (c) 和 SiO_2 - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解 (d) (冈底斯白垩纪—古新世岩浆岩范围来自 Chu Meifei et al., 2006, 中拉萨地体范围来自 Zhu Dicheng et al., 2011, 冈底斯斑岩 Cu 矿床范围来自 Hou Zengqian et al., 2015b, 数据来源见图 8)

Fig. 10 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ versus U-Pb ages of zircons (a), Sr-Nd isotopic diagram (b), SiO_2 versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ diagram (c) and SiO_2 versus $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram (d) from intrusions in chengbapu deposit, Tibet (the Cretaceous-Paleocene Gangdese granitoids are from Chu Meifei et al., 2006; the Central Lhasa terrane batholith are from Zhu Dicheng et al., 2011; the Gangdese porphyry copper deposit is from Hou Zengqian et al., 2015b; data source is shown in Fig. 8)

量呈负相关性, 指示了斜长石的分异结晶作用。因此, 闪长岩和花岗闪长斑岩代表了同源岩浆的不同演化阶段, 花岗闪长斑岩是闪长岩经历斜长石和角闪石等分离结晶的产物。

闪长岩和花岗闪长斑岩含大量富角闪石, 以及岩浆富 Ca、弱碱和准铝质等特征, 指示其为 I 型花岗岩 (图 8a, b)。岩浆具有较低的 Ce 含量 (图 11f), 同时在 Ce、La、Y-Rb 图解中, 样品 La 的含量随着 Rb 含量的升高保持不变, Y 的含量与 Rb 含量呈负相关, 这些演化趋势进一步支持了闪长岩和花岗闪长斑岩为 I 型花岗岩的认识 (图 11g~i; Chappell, 1999; Li Xianhua et al., 2007)。目前, 对 I 型花岗

岩的成因仍有不同的认识, 主要有以下模型: ① 幔源玄武质岩浆的同化混染和结晶分异 (Bacon et al., 1988; Sisson et al., 2005); ② 幔源岩浆注入导致的沉积物重熔 (Kemp et al., 2007; Collins et al., 2008); ③ 壳内变质火成岩部分熔融 (Chappell et al., 1988; Li Xianhua et al., 2007)。闪长岩和花岗闪长斑岩中锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 +0.3~+7.6 之间, 全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 -0.1~+0.5 之间 (图 10a, b), 均一的 Sr-Nd-Hf 同位素组成表明岩浆源区较为单一。基性岩浆分离结晶一般会伴随大量堆晶岩的出现 (Keller et al., 2015)。从区域上来看, 中拉萨地体主碰撞阶段的岩浆活动主要是长英质侵

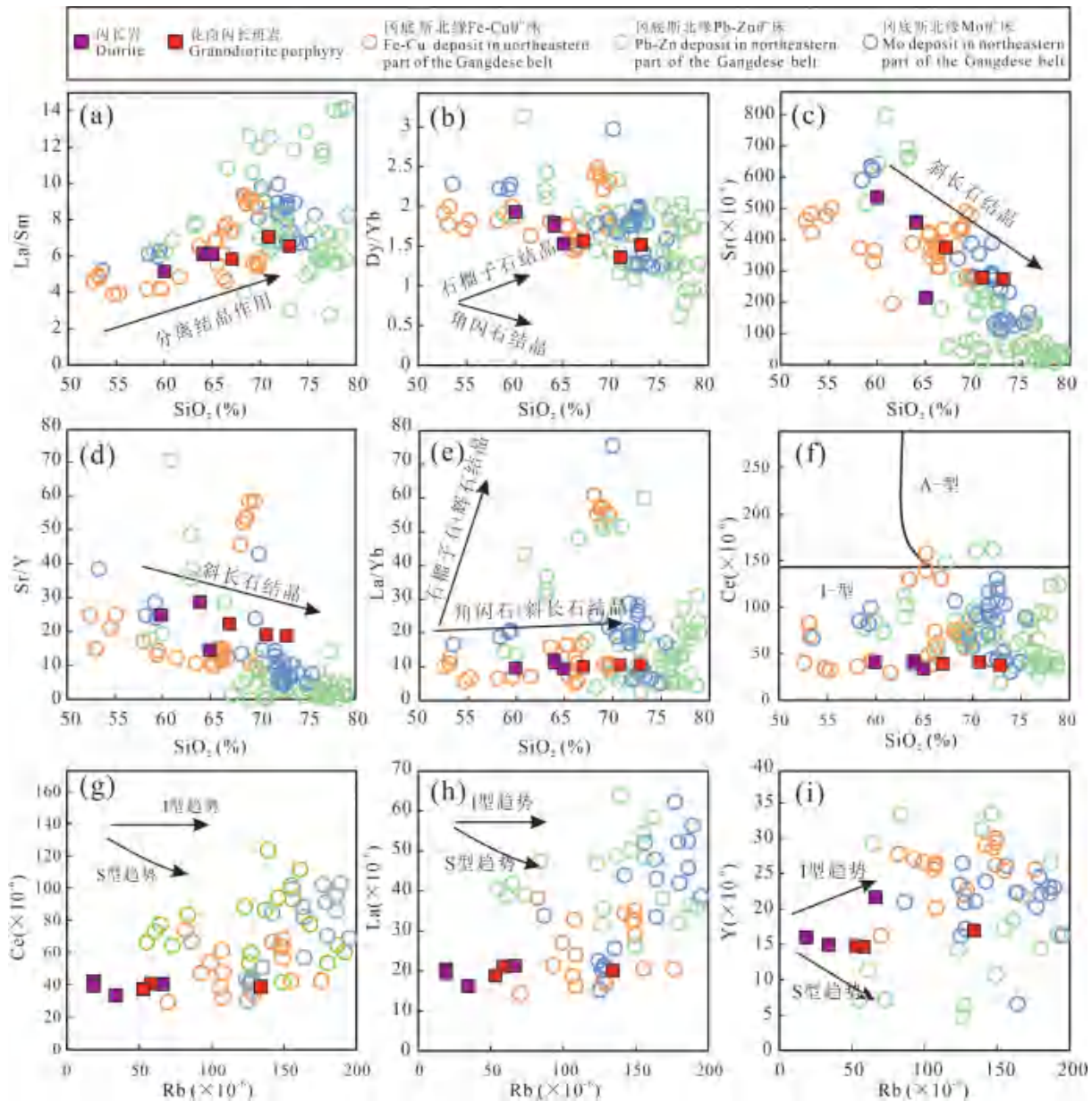


图 11 西藏程巴普 Cu 矿床成矿岩体 SiO_2 -La/Sm, SiO_2 -Dy/Yb, SiO_2 -Sr, SiO_2 -Sr/Y, SiO_2 -La/Yb 图(a~e) 和岩石类型(I, S-型花岗岩)判别图(f~i)(数据来源见图 8)

Fig. 11 SiO_2 -La/Sm, SiO_2 -Dy/Yb, SiO_2 -Sr, SiO_2 -Sr/Y and SiO_2 -La/Yb diagram (a~e) and identification diagram (I, S-granite) of rock types of the intrusions (f~i) in the Chengbapu deposit, Tibet (data source is shown in Fig 8)

入岩(侯增谦等, 2006a; Ji Weiqiang et al., 2009; Zhu Dicheng et al., 2011; Zheng Yuanchuan et al., 2015), 同时代很少见有基性岩石和堆晶岩出露, 从而排除程巴普岩体源于幔源岩浆分离结晶的可能性。由沉积物熔融并具有明显幔源物质注入产生的钙碱性 I 型花岗岩类通常具宽泛的同位素变化范围(Kemp et al., 2007), 而程巴普岩体却具有较均一的同位素组成。同样, 沉积物部分熔融产生的岩浆往往含有较多的古老继承锆石(Collins et al., 2008), 这与矿区缺乏继承锆石的地质事实相背。结

合矿区缺乏明显的包体等代表幔源岩浆混合的证据(Baxter et al., 2002), 排除幔源岩浆注入导致的沉积物重熔这一成因。

在 U-Pb 年龄- $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值相关图解上, 程巴普岩体锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 投点落于亏损地幔和地壳演化线之间(图 10a), 表明岩浆源区本身受陆壳物质与地幔物质的共同作用。利用 Mišković et al. (2009) 的方法, 使用锆石 Hf 同位素计算出岩浆源区中地幔物质贡献率为 62%~78%, 平均为 71%(表 4)。这一结果与 Sr-Nd 同位素特征一致。程巴普成矿岩体

具有较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ 值(0.7058~0.7063)和较高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-0.1~0.5)(表6),在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(图10b)中各岩体的样品点位于地壳演化线附近,地幔端元(达孜玄武岩)和地壳端元之间,显示出源自新生下地壳的岩浆特征。程巴普岩体锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 、岩体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值与南拉萨地体新生下地壳部分熔融所产生岩石的范围一致,但整体偏低(图10a、b),表明程巴普矿床成矿岩体岩浆源区中幔源物质的占比略低于南拉萨地体新生下地壳。斜长石对Sr具有较高的分配系数(Rapp et al., 1995)。样品微量元素测试结果显示低的Sr/Y和La/Yb值(图11d、e),指示在熔融过程中斜长石为主要的残留矿物。相对平坦的HREE配分模式表明在岩浆形成过程中角闪石发挥了重要的作用(图9;Moyen, 2009),指示程巴普岩体来源于新生的角闪岩相下地壳,因此此时拉萨地体并未显著增厚。

5.3 程巴普矿床形成机制

矽卡岩矿床是一种典型的岩浆热液型矿床,这意味着成矿相关的金属和流体等物质很大可能亦来源于与之密切相关的岩浆。程巴普矿床的成矿岩体来源于新生的角闪岩相下地壳,因此成矿物质也应该源自未明显增厚的新生下地壳。前人研究表明,拉萨地体新生下地壳的形成与新特提斯洋壳板片的北向俯冲诱发来自软流圈地幔的镁铁质岩浆注入密切相关。这些岩浆具有富水(1.2%~2.5%),富S(可达 3000×10^{-6} ; de Hoog et al., 2001)和较高氧逸度的特征($\Delta\text{FMQ}=2$; Brandon et al., 1996),使得Cu等金属物质以不相容元素随熔体从地幔源区向上迁移。当这些岩浆底垫至拉萨地体古老下地壳,还原性的古老下地壳物质的混入会明显降低岩浆的氧逸度,从而降低岩浆中Cu、S等成矿元素的溶解度,进而促进了Cu以硫化物的形式堆晶于新生下地壳底部,即新生地壳形成过程中往往伴随着富Cu新生下地壳的形成(Hou Zengqian et al., 2017;孙秋实,2021)。

在印度-亚洲大陆主碰撞阶段,强烈的碰撞诱发大规模岩石圈地幔岩浆向上运移底侵至地壳底部。大量的幔源热可促使富Cu新生下地壳部分熔融,其内的硫化物随之分解,形成富水,富Cu等成矿物质的岩浆(侯增谦等,2006a; Hou Zengqian et al., 2017)。这种岩浆上侵过程中经历分离结晶作用,当侵位至地壳浅部(10 km以内),发生流体出溶。这些流体携带大量成矿物质,沿白垩系林布宗组板岩

与上侏罗统多底沟组灰岩地层的层间空隙灌入渗透,与灰岩发生接触交代反应,使灰岩地层发生矽卡岩化蚀变,在此过程中,金属元素在石英硫化物阶段以硫化物的形式沉淀,形成程巴普矽卡岩型Cu矿床。

5.4 区域成矿指示

前人对冈底斯新生下地壳的研究发现,如米林等地发育大量明显富集含Cu的硫化物,且Cu丰度高达 7790×10^{-6} ,远高于平均下地壳Cu丰度(26×10^{-6}),而Pb丰度却集中在 $1.1\times 10^{-6}\sim 2.2\times 10^{-6}$ 之间,与平均下地壳Pb丰度(4×10^{-6})相当(Rudnick et al., 1995;孙秋实,2021)。同时,代表古老下地壳的古元古代-前寒武纪的变质基底(Zhang Zeming et al., 2010)却具有较高的Pb丰度,如前寒武纪青唐古拉群Pb含量达 79×10^{-6} ,是平均下地壳Pb丰度(4×10^{-6})的20倍(Rudnick et al., 1995;吴珍汉等,2003)。因此,不同属性源区部分熔融产生的岩浆不同金属初始含量无疑存在显著差异,故岩浆源区属性对成矿金属的种类起着重要的控制作用。冈底斯北缘多金属成矿带内的岩浆热液矿床成矿金属无疑与岩浆源区的差异密切相关(Zheng Yuanchuan et al., 2015)。新生下地壳部分熔融可形成Cu为主的矿床,古老中上地壳部分熔融可形成Pb-Zn为主的矿床,当两者同时贡献时则可形成Cu、Pb、Zn等金属共生的多金属矿床(Zheng Yuanchuan et al., 2015; Fu qiang et al., 2017; Zhang Aiping et al., 2019),这一认识也得到了冈底斯北缘的锆石Hf同位素填图结果的支持(图12)。

锆石Hf同位素填图以 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的正负来区分新生地幔源区与古老大陆地壳源区,可较好的揭示地壳属性(Hou Zengqian et al., 2015a)。本文全面收集了东经 $90^{\circ}20'\sim 93^{\circ}00'$,北纬 $29^{\circ}30'\sim 31^{\circ}00'$ 范围内已发表的锆石Lu-Hf同位素数据,结合此次的分析结果,利用ArcGis反距离加权插值法获得锆石Hf同位素的等值线填图,对冈底斯北缘地壳结构与物质属性进行精细的剖析,发现冈底斯北缘成矿带的地壳结构复杂,且不同成矿金属类型具有明显不同的地壳属性。Pb-Zn矿床群聚出现在成矿带北侧具有低的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的古老地壳区域,以程巴普为代表的Cu矿床产出于成矿带南侧的具有较高 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的区域,而Fe、Cu、Pb、Zn、Mo等多金属共生的矿床主要出现在新老地壳过渡位置(图12)。因此,冈底斯北缘多金属成矿带内的成矿作用受地壳结构属

量地幔热量引发成矿带中部新老地壳交接部位地壳部分熔融时,形成的壳幔混源岩浆上升侵位过程中混入大量古老下地壳物质,进而形成勒青拉、龙马拉为代表的 Fe-Cu-Pb-Zn-Mo 多金属矿床(图 13)。当地幔热触发新生下地壳部分熔融时,便形成以程巴普为代表的以 Cu 为主的矿床(图 13)。程巴普更南侧的新生地壳锆石 Hf 同位素更加亏损(图 12),代表其新生下地壳中地幔物质贡献更多,因此这些区域仍有发现印度-亚洲板块主碰撞阶段形成的大—中型 Cu 矿的潜力。

6 结论

(1)程巴普矿床是冈底斯北缘多金属成矿带内唯一一个以 Cu 矿化为主的矽卡岩型矿床。成矿作用主要与闪长岩和花岗闪长岩密切相关,矿体产于下白垩统林布宗组板岩与上侏罗统多底沟组灰岩之间的矽卡岩中。成矿金属主要以硫化物形式形成于石英硫化物阶段。程巴普矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 59.0 ± 0.8 Ma,与前人一致。区内与成矿有关的闪长岩和花岗闪长斑岩锆石 U-Pb 测年显示年龄为 58.9 ± 0.9 Ma 和 58.7 ± 0.8 Ma。表明矿床形成于印-亚大陆碰撞的主碰撞阶段,成岩成矿时代与冈底斯北缘多金属成矿带的主成矿期相一致。

(2)闪长岩和花岗闪长斑岩属于典型的 I 型花岗岩,花岗闪长斑岩是闪长岩经历斜长石和角闪石等分离结晶作用的产物。岩体锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 $+0.3 \sim +7.6$ 之间,全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化范围为 $-0.1 \sim +0.5$,表明其起源于有大量幔源物质注入的新生下地壳。微量元素显示此时新生地壳未显著增厚。程巴普矿床的金属也源自未明显增厚的新生下地壳。结合区域锆石 Hf 同位素填图可知,冈底斯北缘多金属成矿带内的成矿作用受地壳结构属性的控制,不同源区岩浆成矿金属组合存在显著差异。古老地壳深熔可产生富 Pb-Zn 的岩浆,因而 Pb-Zn 矿床主要产于冈底斯成矿带北侧的古老地壳区域。新生地壳部分熔融则形成相对富 Cu 的岩浆,因而成矿带南侧的新生地壳区的矿床多以富 Cu 为特征。介于新老地壳过渡位置则以形成 Fe、Cu、Pb、Zn、Mo 等多金属共生矿床为主。

致谢:野外工作期间,西藏华夏矿业公司及西藏地质调查院给予很多关心和帮助;样品采集、实验处理和数据分析过程中得到了张驰的大力帮助;论文撰写过程中得到了中国地质科学院吴昌烜博士,中国地质大学(北京)沈阳和王梓轩博士给予的建议和

意见,在这里一并表示感谢!

References

- Bacon C R, Druitt T H. 1988. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (2): 224~256.
- Baxter S, Feely M. 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: Examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineral Petrology*, 76: 63~74.
- Black L P, Kamo S, Allen C M, Davis D W, Aleinikoff J N, Valley J W, Mundil R, Campbell I H, Korsch R J, Williams I S, Foudoulis C. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe by the monitoring of a trace-element related matrix effect: SHIMP, ID-TIMS, LA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205 (1-2): 115~140.
- Brandon A D, Draper D S. 1996. Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: An example from Simcoe, Washington, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10): 1739~1749.
- Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46(3): 535~551.
- Chappell B W, Stephens W E. 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 79: 71~86.
- Chu Meifei, Chung Sunlin, Song Biao, Liu Danyi, O'Reilly S Y, Rearson N J, Ji Jianqing, Wen Da-Jen. 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. *Geology*, 34(9): 745~748.
- Chung Sunlin, Chu Meifei, Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Lo Ching-Hua, Lee Tung-Yi, Lan Ching-Ying, Li Xianhua, Zhang Qi, Wang Yizhao. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth Science Reviews*, 68(3-4): 173~196.
- Collins W J, Richards S W. 2008. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. *Geology*, 36(7): 559~562.
- Davidson J, Turner S, Handley H, Macpherson C, Dosseto A. 2007. Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology*, 35: 787~790.
- de Hoog J C M, Mason P R D, van Bergen M J. 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: Constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (18): 3147~3164.
- De Paolo D J. 1981. Trace element and combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189~202.
- Du Andao, Wu Sunqi, Sun Dezhong, Wang Shuxian, Qu Wenjun, Markey R, Stain H, Morgan J, Malinovsky D. 2004. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: Molybdenite HLP and JDC. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1): 41~52.
- Fu Qiang, Yang Zhusen, Zheng Yuanchuan, Huang Kexian, Li Qiuyun, Li Wei, Liang Wei, Sun Qingzhong, Zhang Song. 2013. Zircon U-Pb ages, Hf isotope and geochemistry of granodiorite in Jialapu Fe deposit, Tibet. *Mineral Deposits*, 32 (3): 564~578 (in Chinese with English abstract).
- Fu Qiang, Yang Zhusen, Zheng Yuanchuan, Huang Kexian, Duan Lianfeng. 2014. Ar-Ar age of phlogopite from Longmala copper-iron-lead-zinc deposit in Tibet, and its geodynamic significance. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 33(2): 283~293 (in Chinese with English abstract).
- Fu Qiang, Huang Kexian, Zheng Yuanchuan, Yang Zhusen, Duan Lianfeng. 2015. Ar-Ar age of muscovite from skarn orebody of the Mengya'a lead-zinc deposit in Tibet, and its geodynamic significance. *Acta Geologica Sinica*, 89 (3): 569~582 (in Chinese with English abstract).

- Fu Qiang, Xu Bo, Zheng Yuanchuan, Yang Zhusen, Hou Zengqian, Huang Kexian, Liu Yingchao, Zhang Chi, Zhao Long. 2017. Two episodes mineralization in the Mengya'a deposit and implication for the evolution and intensity of Pb-Zn-(Ag) mineralization in the Lhasa terrane, Tibet. *Ore Geology Reviews*, 90: 877~896.
- Gao Yiming, Chen Yuchuan, Wang Chenghui, Hou Kejun. 2011. Zircon Hf isotopic characteristics and constraints on petrogenesis of Mesozoic-Cenozoic magmatic rocks in Nyainqentanglha region, Tibet. *Mineral Deposits*, 30(2): 279~291 (in Chinese with English abstract).
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jacson S E, van Achterbergh E, O'Reilly S E, Shee S R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LA-MC-ICP-MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133~147.
- Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Review Mineral Geochemical*, 53(1): 27~62.
- Hou Zengqian, Yang Zhusen, Xu Wenyi, Mo Xuanxue, Ding Lin, Gao Yongfeng, Dong Fangliu, Li Guangming, Qu Xiaoming, Li Guanguang, Zhao Zhidan, Jiang Sihong, Meng Xiangjin, Li Zhenqing, Qin Kezhang, Yang Zhiming. 2006a. Metallogensis in Tibetan collisional orogenic belt; I. mineralization in main collisional orogenic setting. *Mineral Deposits*, 25(4): 337~358 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Pan Guitang, Wang Anjian, Mo Xuanxue, Tian Shihong, Sun Xiaoming, Ding Lin, Wang Erqi, Gao Yongfeng, Xie Yuling, Zeng Pusheng, Qin Kezhang, Xu Jifeng, Qu Xiaoming, Yang Zhiming, Yang Zhusen, Fei Hongcai, Meng Xiangjin, Li Zhenqing. 2006b. Metallogensis in Tibetan collisional orogenic belt; II. mineralization in late-collisional transformation setting. *Mineral Deposits*, 25(5): 521~543 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Qu Xiaoming, Yang Zhusen, Meng Xiangjin, Li Zhenqing, Yang Zhiming, Zheng Mianping, Zheng Youye, Nie Fengjun, Gao Yongfeng, Jiang Sihong, Li Guangming. 2006c. Metallogensis in the Tibetan collisional orogenic belt; III. mineralization in the post-collisional extension setting. *Mineral Deposits*, 25(6): 629~651 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Cook N J. 2009. Metallogensis of the Tibetan collisional orogen; A review and introduction to the special issue. *Ore Geology Reviews*, 36(1-3): 2~24.
- Hou Zengqian, Duan Lianfeng, Lu Yongjun, Zheng Yuanchuan, Zhu Dicheng, Yang Zhiming, Yang Zhusen, Wang Baodi, Pei Yingru, Zhao Zhidan, McCuaig T C. 2015a. Lithospheric architectures of the Lhasa Terrane and its control on ore deposits in Himalayan-Tibetan orogen. *Economic Geology*, 110(6): 1541~1575.
- Hou Zengqian, Yang Zhiming, Lu Yongjun, Kemp A, Zheng Yuanchuan, Li Qiuyun, Tang Juxing, Yang Zhusen, Duan Lianfeng. 2015b. A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones. *Geology*, 43(3): 247~250.
- Hou Zengqian, Zhou Ye, Wang Rui, Zheng Yuanchuan, He Wenyan, Zhao Miao, Evans N J, Weinberg R F. 2017. Recycling of metal-fertilized lower continental crust: Origin of non-arc Au-rich porphyry deposits at cratonic edges. *Geology*, 45(6): 563~566.
- Huang Kexian, Zheng Yuanchuan, Zhang Song, Li Wei, Sun Qingzhong, Li Qiuyun, Liang Wei, Fu Qiang, Hou Zengqian. 2012. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of two types of porphyry in the Yaguila mining area, Tibet. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 31(3): 348~360 (in Chinese with English abstract).
- Ji Weiqiang, Wu Fuyuan, Chung Sunlin, Li Jinxiang, Liu Chuanzhou. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. *Chemical Geology*, 262(3-4): 229~245.
- Ji Xianhua, Yang Zhusen, Yu Yushuai, Shen Junfeng, Tian Shihong, Meng Xiangjin, Li Zhenqing, Liu Yingchao. 2012. Formation mechanism of magmatic rocks in Narusongduo lead-zinc deposit of Tibet: Evidence from magmatic zircon. *Mineral Deposits*, 31(4): 758~774 (in Chinese with English abstract).
- Jiang Shaoyong, Yang Jenhong, Zhao Kuidong, Yu Jiming. 2000. Re-Os isotope tracer and dating methods in ore deposits research. *Journal of Nanjing University (Natural Science)*, 36(6): 669~677 (in Chinese with English abstract).
- Keller C B, Schoene B, Barboni M, Samperton K M, Husson J M. 2015. Volcanic-plutonic parity and the differentiation of the continental crust. *Nature*, 523: 301~307.
- Kemp A I S, Hawkesworth C J, Foster G L, Paterson B A, Woodhead J D, Hergt J M, Gray C M, Whitehouse M J. 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315: 980~983.
- Leng Qiufeng, Tang Juxing, Zheng Wenbao, Zhang Jinshu, Tang Pan, Yan Gang, Dong Yu. 2015. Re-Os dating of molybdenite from the Lakange porphyry Cu-Mo deposit in Tibet and its geological significance. *Geology in China*, 42(2): 570~584 (in Chinese with English abstract).
- Li Chao, Qu Wenjun, Du Andao, Zhou Limin. 2012. Study on Re-Os isotope in molybdenite containing common Os. *Acta Petrologica Sinica*, 28(2): 702~708 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Li Zhengxiang, Li Wuxian, Liu Ying, Yuan Chao, Wei Gangjian, Qi Changshi. 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96(1-2): 186~204.
- Lindner M, Leich D A, Russ G P, Bazan J M, Borg R J. 1989. Direct determination of the half-life of ¹⁸⁷Re. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(7): 1597~1606.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1998. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635~643.
- Meng Xiangjin, Hou Zengqian, Gao Yongfeng, Huang Wei, Qu Xiaoming, Qu Wenjun. 2003. Development of porphyry copper-molybdenum-lead-zinc ore-forming system in East Gangdese Belt, Tibet: Evidence from Re-Os age of molybdenite in Bangpu copper polymetallic deposit. *Mineral Deposits*, 22(3): 246~252 (in Chinese with English abstract).
- Mišković A, Schaltegger U. 2009. Crustal growth along a non-collisional cratonic margin: A Lu-Hf isotopic survey of the Eastern Cordilleran granitoids of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3-4): 303~315.
- Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Deng Jinfu, Dong Guochen, Zhou Su, Guo Tieying, Zhang Shuangquan, Wang Liangliang. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 135~148 (in Chinese with English abstract).
- Mo Xuanxue, Dong Guochen, Zhao Zhidan, Guo Tieying. 2005. Timing of magma mixing in the Gangdisé magmatic belt during the India-Asia collision, zircon SHRIMP U-Pb dating. *Acta Geologica Sinica*, 79: 66~76.
- Mole D R, Fiorentini M L, Thebaud N, Cassidy K F, McCuaig T C, Kirkland C L, Romano S S, Doublier M P, Belousova E A, Barnes S J, Mill J. 2014. Archean komatiite volcanism controlled by the evolution of early continents. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*, 111: 10083~10088.
- Moyen J F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature". *Lithos*, 112: 556~574.
- Pan Guitang, Mo Xuanxue, Hou Zengqian, Zhu Dicheng, Wang Liquan, Li Guangming, Zhao Zhidan, Geng Quanru, Liao Zhongli. 2006. Spatial-temporal framework of the Gangdese Orogenic Belt and its evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 521~533 (in Chinese with English abstract).
- Pan Guitang, Wang Liquan, Li Rongshe, Yuan Sihua, Ji Wenhua,

- Yin Fuguang, Zhang Wanping, Wang Baodi. 2012. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 3~14.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36: 891~931.
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267~309.
- Shirey S B, Walker R J. 1995. Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. *Analytical Chemistry*, 67: 2136~2141.
- Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B, Glazner A F. 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 635~661.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, Hannah J L, Scherstén A. 2011. The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: How and why it works. *Terra Nova*, 13(6): 479~486.
- Sun Qiushi. 2021. Enrichment mechanism of sulfide in cumulates in the lower crust of Gangdese belt, Tibet. Master thesis of China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- Sun Shensu, McDonough W F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, ed. *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313~345.
- Wang Rui, Richards J P, Zhou Limin, Hou Zengqian, Stern R A, Creaser R A, Zhu Jingjing. 2015. The role of Indian and Tibetan lithosphere in spatial distribution of Cenozoic magmatism and porphyry Cu-Mo deposits in the Gangdese belt, southern Tibet. *Earth-Science Reviews*, 150: 68~94.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman.
- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Zheng Yongfei, Gao Shan. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185~220 (in Chinese with English abstract).
- Wu Zhenhan, Ye Peisheng, Hu Daogong, Liu Qisheng. 2003. Thrust system of the North Lhasa Block. *Geological Review*, 49(1): 74~80 (in Chinese with English abstract).
- Xie Guiqing, Cheng Xiaolong, Ma Longjing, Gao Po, Zuo Junzeng, Wang Xiaoqing. 2021. Chengba copper polymetallic skarn deposit in Linzhou County, Gangdese metallogenic belt: Implications for mineral exploration of regional Paleocene Cu deposits in southern Tibet. *Mineral Deposits*, 40(3): 625~630 (in Chinese with English abstract).
- Yu Yushuai, Yang Zhusen, Duo Ji, Hou Zengqian, Tian Shihong, Meng Xiangjin, Liu Hongfei, Zhang Jinshu, Wang Haiping, Liu Yingchao. 2011. Age and petrogenesis of magmatic rocks from Jiaduobule skarn Fe-Cu deposit in Tibet: Evidence from zircon SHRIMP U-Pb dating, Hf isotope and REE. *Mineral Deposits*, 30(3): 420~434 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Aiping, Zheng Yuanchuan, Xu Bo, Fu Qiang, Ma Wang, Wu Changda, Zhang Chi, Shen Yang, Fei Fan. 2019. Metallogeny of the Lietinggang-Leqingla Fe-Cu-(Mo)-Pb-Zn polymetallic deposit, evidence from geochronology, petrogenesis, and magmatic oxidation state, Lhasa terrane. *Ore Geology Reviews*, 106: 318~339.
- Zhang Chi. 2018. Geologic feature and discussion on genesis of the Cu-Zn-Mo skarn deposit in Chengbapu, Tibet. Master thesis of China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zeming, Zhao Guochun, Santosh M, Wang Jinli, Dong Xin, Shen Kun. 2010. Late Cretaceous charnockite with adakitic affinities from the Gangdese batholith, southeastern Tibet: Evidence for Neo-Tethyan mid-ocean ridge subduction? *Gondwana Research*, 17(4): 615~631.
- Zhao Junxing, Qin Kezhang, Li Guangming, Li Jinxiang, Xiao Bo, Chen Lei, Yang Yueheng, Li Chao, Liu Yongsheng. 2014. Collision-related genesis of the Sharang porphyry molybdenum deposit, Tibet: evidence from zircon U-Pb ages, Re-Os ages and Lu-Hf isotopes. *Ore Geology Reviews*, 56: 312~326.
- Zheng Wenbao, Ding Shuai, Li Shengjun, Leng Qiefeng, Li Chao, Wang Hao, Li Maotian, Dai Chenglong. 2019. The first Cu deposit of main collisional stage on the northern gangdese belt: Geological features and molybdenite Re-Os dating of the Chengba skarn Cu deposit in Linzhou County and their geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 93(2): 459~469 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Yuanchuan, Fu Qiang, Hou Zengqian, Yang Zhusen, Huang Kexian, Wu Changda, Sun Qingzhong. 2015. Metallogeny of the northeastern Gangdese Pb-Zn-Ag-Fe-Mo-W polymetallic belt in the Lhasa terrane, southern Tibet. *Ore Geology Reviews*, 70: 510~532.
- Zheng Yuanchuan, Wu Changda, Tian Shihong, Hou Zengqian, Fu Qiang, Zhu Dicheng. 2020. Magmatic and structural controls on the tonnage and metal associations of collision-related porphyry copper deposits in southern Tibet. *Ore Geology Reviews*, 122: 10350.
- Zhu Dicheng, Zhao Zhidan, Niu Yaoling, Mo Xuanxue, Chung Sunlin, Hou Zengqian, Wang Liquan, Wu Fuyuan. 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.

参 考 文 献

- 付强, 杨竹森, 郑远川, 黄克贤, 李秋耘, 李为, 梁维, 孙清钟, 张松. 2013. 加拉普铁矿区花岗闪长岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素及地球化学研究. *矿床地质*, 32(3): 564~578.
- 付强, 杨竹森, 郑远川, 黄克贤, 段连峰. 2014. 西藏龙马拉 Cu-Fe-Pb-Zn 多金属矿床金云母 Ar-Ar 定年及其地球动力学意义. *岩石矿物学杂志*, 33(2): 283~293.
- 付强, 黄克贤, 郑远川, 杨竹森, 段连峰. 2015. 西藏蒙亚啊铅锌矿床砂卡岩型矿体白云母 Ar-Ar 年代学研究及其地球动力学意义. *地质学报*, 89(3): 569~582.
- 高一鸣, 陈毓川, 王成辉, 侯可军. 2011. 亚贵拉-沙让-洞中拉矿集区中新世岩体锆石 Hf 同位素特征与岩浆源区示踪. *矿床地质*, 30(2): 279~291.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁林, 高永丰, 董方浏, 李光明, 曲晓明, 李光明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章, 杨志明. 2006a. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用. *矿床地质*, 25(4): 337~358.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 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. *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. *矿床地质*, 25(6): 629~651.
- 黄克贤, 郑远川, 张松, 李为, 孙清钟, 李秋耘, 梁维, 付强, 侯增谦. 2012. 西藏亚贵拉矿区二期岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地质意义. *岩石矿物学杂志*, 31(3): 348~360.
- 纪现华, 杨竹森, 于玉帅, 申俊峰, 田世洪, 孟祥金, 李振清, 刘英超. 2012. 西藏纳如松多铅锌矿床成矿岩体形成机制: 岩浆锆石证据. *矿床地质*, 31(4): 758~774.
- 蒋少涌, 杨克红, 赵葵东, 于际民. 2000. 金属矿床 Re-Os 同位素示踪与定年研究. *南京大学学报: 自然科学*, 36(6): 669~677.
- 冷秋锋, 唐菊兴, 郑文宝, 张金树, 唐攀, 严刚, 董宇. 2015. 西藏拉抗俄斑岩铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测年及其地质意义. *中国地质*, 42(2): 570~584.
- 李超, 屈文俊, 杜安道, 周利敏. 2012. 含有普通钼的辉钼矿 Re-Os 同位素定年研究. *岩石学报*, 28(2): 702~708.
- 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. *矿床地质*, 22(3): 246~252.

莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 董国臣, 周肃, 郭铁鹰, 张双全, 王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. 地学前缘, 10(3): 135~148.

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.

孙秋实. 2021. 西藏冈底斯带下地壳堆晶岩中硫化物富集机制研究. 中国地质大学(北京)硕士学位论文.

吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23(2): 185~220.

吴珍汉, 叶培盛, 胡道功, 刘琦胜. 2003. 拉萨地块北部逆冲推覆构造系统. 地质论评, 49(1): 74~80.

谢桂青, 陈小龙, 马龙敬, 高坡, 左俊增, 王晓青. 2021. 冈底斯成矿带

林周县程巴砂卡岩铜多金属矿床特征: 对藏南区域古新世铜矿床的找矿启示. 矿床地质, 40(3): 625~630.

于玉帅, 杨竹森, 多吉, 侯增谦, 田世洪, 孟祥金, 刘鸿飞, 张金树, 王海平, 刘英超. 2011. 西藏加多捕勒铁铜矿成矿岩体时代与成因: 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素与稀土元素证据. 矿床地质, 30(3): 420~434.

张驰. 2018. 西藏林周程巴普砂卡岩型铜铅矿床地质特征与成因研究. 中国地质大学(北京)硕士学位论文.

郑文宝, 丁帅, 李盛俊, 冷秋锋, 李超, 王豪, 李茂田, 戴成龙. 2019. 西藏冈底斯北带首例主碰撞造山期铜矿——林周县程巴砂卡岩型铜矿床地质特征、辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及成矿意义. 地质学报, 93(2): 459~469.

Metallgenesis of the Chengbapu skarn Cu deposit in Linzhou, Tibet and its implications for regional mineralization

WANG Lu¹⁾, ZHENG Yuanchuan^{*1)}, ZHANG Aiping²⁾

1) State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2) School of Earth Science, Yunnan University, Kunming, Yunnan 650091, China

* Corresponding author: zheng_yc@126.com

Abstract

The magmatic hydrothermal polymetallic metallogenic belt in the northeastern part of the Gangdese polymetallic belt formed in the initial stages of Indian-Asian collision. This belt contains various types of deposits with different metal associations. Previous studies were mainly focused on the Pb-Zn, Mo and Fe-Cu metallogenic systems, leading to limited understanding of the Cu metallogenic system. The Chengbapu deposit, which located in the south of the northeastern Gangdese metallogenic belt, is the only skarn deposit dominated by Cu mineralization. Thus, it provides a good opportunity to study the metallogenesis and regional exploration potential of Cu in the belt. The ore bodies in Chengbapu mainly occur in skarns that are interbedded between the Lower Cretaceous Linbuzong Formation slate and the Upper Jurassic Duodigou Formation limestone. Ore minerals (chalcopyrite, sphalerite and molybdenite) mainly occur in the quartz sulfide stage. The Re-Os isotope of molybdenite from skarn gives an isochron age of 59.0 ± 0.8 Ma. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of diorite and granodiorite porphyry associated with the mineralization are 58.9 ± 0.9 Ma and 58.7 ± 0.8 Ma, respectively. These data indicate that the Chengbapu deposit was formed in the main India-Asia collision, which are similar to the ages of other deposits in the northeastern Gangdese polymetallic metallogenic belt. The diorite and granodiorite porphyry, identified as I-type granites, are genetically related. Granodiorite porphyries are derived from diorite by fractional crystallization of amphibole and plagioclase. For diorite and granodiorite porphyry, zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values range from +0.3 to +7.6, and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values range from -0.1 to +0.5. It indicates juvenile lower continental crust source region which has been reworked by mantle-derived material. Zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ contour map of the northern Gangdese polymetallic metallogenic belt indicates that the mineralization is controlled by crustal structure and magma source. It also suggests that the Pb-Zn deposits were mainly developed in the area where have ancient crustal sources. The transition region of the juvenile and ancient crustal sources, and south of Chengbapu deposit have potential to find large-medium Cu deposits.

Key words: chronology; geochemistry; Chengbapu skarn Cu deposit; the main Indian-Asian collisional stage; northeastern Gangdese