

藏西班公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境

曲晓明, 辛洪波

QU Xiao-ming, XIN Hong-bo

中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037

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

摘要:通过对藏西班公湖斑岩铜矿带多不杂和尕尔穷2个大、中型斑岩铜矿床含矿斑岩的研究,初步查明了该铜矿带的形成时代、含矿斑岩性质及成矿构造环境。锆石SHRIMP U-Pb定年结果给出2个铜矿床含矿斑岩的时代分别为 $127.8 \text{ Ma} \pm 2.6 \text{ Ma}$ 和 $112.0 \text{ Ma} \pm 2.3 \text{ Ma}$,处于造山带演化的碰撞后阶段(班公湖-怒江洋盆的闭合时间为145 Ma)。岩石地球化学分析表明,该铜矿带的含矿斑岩属钾玄岩-高钾钙碱性岩系,以富集Rb、K、Sr、Pb等大离子不相容元素和亏损Nb、Ta、Ti等高场强元素为特点,与冈底斯斑岩铜矿带的含矿斑岩相似。所不同的是,班公湖斑岩铜矿带含矿岩浆生成深度较浅,构造环境上处于碰撞后地壳隆升阶段,而冈底斯斑岩铜矿带则处于地壳上升到最大高度后的伸展塌陷阶段。

关键词:斑岩铜矿;含矿斑岩;锆石SHRIMP U-Pb年龄;成矿构造环境;班公湖-怒江缝合带;西藏

中图分类号:P618.41 **文献标识码:**A **文章编号:**1671-2552(2006)07-0792-08

Qu X M, Xin H B. Ages and tectonic environment of the Bangong Co porphyry copper belt in western Tibet, China. *Geological Bulletin of China*, 2006, 25(7):792-799

Abstract: The ages, natures and tectonic environments of the Bangong Co porphyry copper belt have been preliminarily determined through a study of ore-bearing porphyries in the Dobuzha and Garqiong porphyry copper deposits in the porphyry copper belt. Zircon SHRIMP U-Pb dating yielded ages of 127.8 ± 2.6 and 112.0 ± 2.3 Ma for the two deposits respectively and indicates that the two deposits formed in a post-collisional stage of the orogen evolution (the Bangong Co-Nujiang ocean basin closed at 145 Ma). Geochemical analysis demonstrates that the ore-bearing porphyries of the copper belt belong to the shoshonite-high-K calc-alkaline rock series and are characterized by enrichment of large ion lithophile elements (LILE) such as Rb, K, Sr and Pb and depletion of high field strength elements (HFSE) such as Nb, Ta and Ti. These features are similar to those of the ore-bearing porphyries of the Gangdise porphyry copper belt. Differences between them lie in that the ore-bearing magma of the Bangong Co copper belt was generated at a shallower depth in a post-collisional crustal uplift stage, whereas the ore-bearing magma of the Gangdise porphyry copper belt in a stage of post-collisional crustal extensional collapse when the crust rose to the maximum height.

Key words: porphyry copper deposits; ore-bearing porphyries; Zircon SHRIMP U-Pb dating; ore-forming tectonic environment; Bangong Co-Nujiang suture belt; Tibet

近年来,西藏地区地质找矿工作捷报频传,继在冈底斯斑岩铜矿带取得重大突破之后,西藏地勘局在班公湖-怒江缝合带上又发现了多不杂和尕尔穷2处大、中型斑岩铜矿床,西藏高原上第3条斑岩铜矿带(前2条分别是玉龙和冈底斯斑岩铜矿带)已初步确立。作为青藏高原上的主要缝合带,沿雅

鲁藏布江缝合带分布的冈底斯斑岩铜矿带资源潜力巨大(铜资源量达 $2000 \times 10^4 \text{ t}$),形成时代新(成矿年龄15 Ma左右),成矿过程发生在缝合带碰撞后地壳伸展环境。显而易见,沿班公湖-怒江缝合带,斑岩铜矿床的形成时代、成矿构造环境及整个铜矿带的资源潜力既是大陆造山带成矿学研究的主要

收稿日期:2005-11-11;修订日期:2006-04-14

基金项目:国家“十一五”科技攻关项目(编号:2003BA612A-1)和“973”项目《印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用》(2002CB412605)资助。

作者简介:曲晓明(1960-),男,博士,研究员,从事造山带贵金属和有色金属成矿学研究。E-mail: xiaominqu@163.com

内容,也对指导找矿实践具有重要意义。

1 区域地质背景

班公湖-怒江缝合带横贯青藏高原,东西延伸长逾2000 km,以零散分布的蛇绿岩碎块为标志,南北两侧分别是拉萨地块和羌塘地块(图1)。蛇绿岩带南北向出露范围变化很大,一般几十公里,在狮泉河和安多两地南北宽达100~200 km。有人曾提出该缝合带是由多条洋内俯冲带复合而成的观点^[1,2]。Kapp等^[3]根据缝合带沉积相分析,指出班公湖-怒江洋盆打开时间发生在三叠纪,早侏罗世扩张成深海洋盆,晚侏罗世洋壳开始向北侧羌塘地块之下俯冲消减,至侏罗纪末-白垩纪初洋盆闭合,此后进入弧-陆碰撞演化阶段。赵文津等^[4]根据地球物理测深资料,认为不足以证明“班公湖-怒江缝合带是一条严格意义上的缝合带,更像是一个老的弧后扩张区”,足以说明该缝合带之复杂。

沿缝合带,大规模的岛弧火山活动发生在中一晚侏罗世,形成燕山早期陆缘火山弧,为一套含大量火山碎屑岩的以安山质为主的玄武-安山-流纹岩组合,火山作用晚期岩浆成分向碱性演化,以陆相中心式喷发为主,兼具熔岩溢流^[5]。

岩浆的深成侵入作用发生在早白垩世至晚白垩世早期,以中酸性幕式侵入为特点,岩体一般呈岩株或小岩基沿东西向呈带状分布,岩性主要有石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、似斑状花岗岩及花岗斑岩,年龄在70~140 Ma之间^[6]。岩

浆侵入早期岩石一般偏基性,铝不饱和,具I型花岗岩特征。到晚期岩石酸性增强,铝过饱和,显示S型花岗岩的特征。

2 含矿斑岩

班公湖-怒江缝合带上的斑岩铜矿首先在西段班公湖一带取得突破(图1)。初步勘探表明多不杂矿区铜资源量达200余万吨,伴生金,是1处大型斑岩型铜金矿床。尕尔穷矿区主要由斑岩与围岩接触带上的矽卡岩型铜矿体构成,为斑岩-矽卡岩型矿床,铜储量已接近中型。本文研究的含矿斑岩就是取自这2个矿区。

2.1 岩相学

多不杂矿区含矿斑岩全岩矿化,岩体具斑状结构,块状构造。斑晶成分有斜长石、钾长石、石英、黑云母,大小在0.5~4 mm之间,含量约占岩石体积的35%~40%;基质成分有石英、斜长石、黑云母及副矿物磷灰石、锆石、金红石、磁铁矿、黄铁矿等,呈显微半自形粒状结构,粒径一般在0.05~0.2 mm之间。岩石蚀变比较强烈,包括粘土化、绢英岩化、绿泥石化及碳酸盐化等。粘土化主要在斜长石和钾长石表面交代分布;绢云母化除了交代斜长石外,亦可与硅化石英一起充填裂隙;绿泥石化则主要交代黑云母,同时有较多的Ti析出,生成柱粒状金红石。矿物组成:石英(20%~25%)、斜长石(50%~55%)、钾长石(10%~15%),岩性为花岗闪长斑岩。

尕尔穷矿区含矿岩体呈深灰色,斑状结构,块状构造,斑晶中缺少石英和钾长石,而由斜长石、角闪石和黑云母组成,

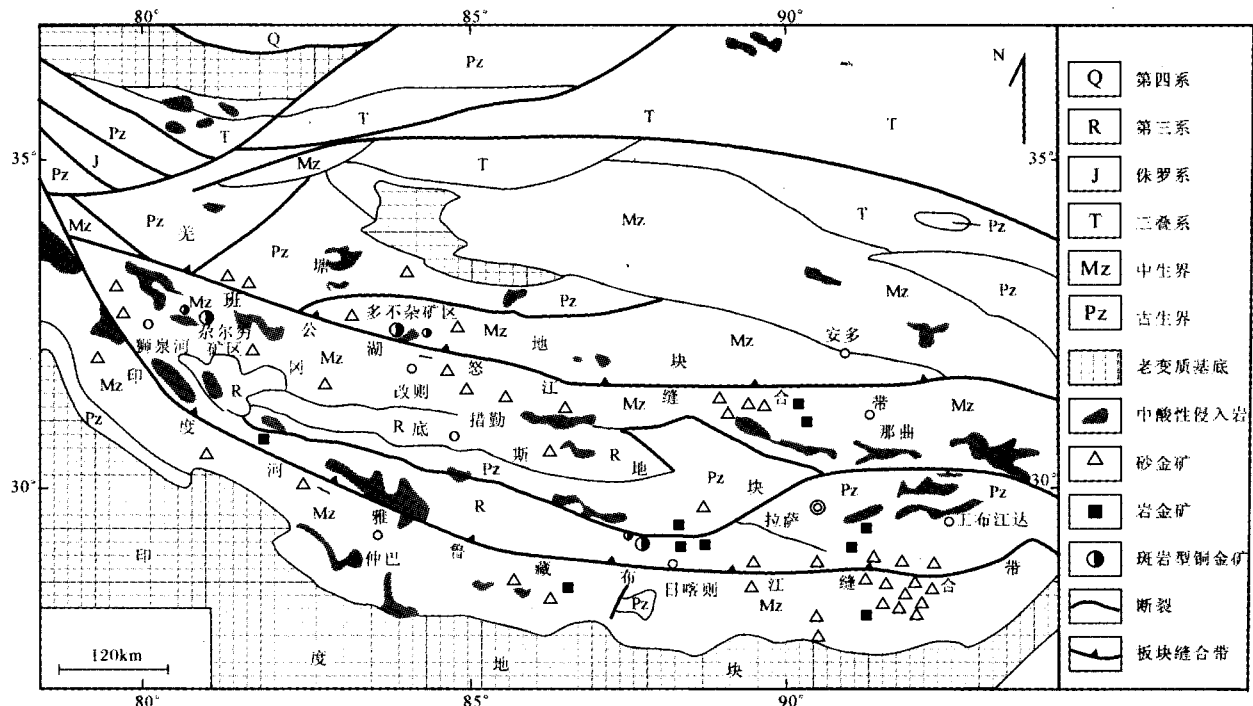


图1 藏西地区构造格架图(据《西藏自治区区域地质志》^[6]资料修改)

Fig.1 Tectonic framework map of western Tibet

含量约占岩石体积的30%;基质结晶程度差,呈隐晶质或显微半自形粒状结构,组成矿物包括斜长石、石英、角闪石、黑云母及副矿物锆石、磷灰石、褐帘石、磁铁矿等。岩石蚀变强烈,包括黑云母化、阳起石化、硅化、钠长石化及碳酸盐化。斜长石呈板状,表面较清洁,聚片双晶发育,常见环带构造;角闪石基本全被细片状钾化黑云母和阳起石集合体交代,只保留下外形,同时有较多的次生磁铁矿生成。钠长石化呈糖粒状集合体局部交代角闪石和斜长石斑晶。从含量上看,岩石以斜长石为主,约占60%~65%,其次有石英(10%~15%)、角闪石(5%~10%)、黑云母(5%~10%)及隐晶质(5%~10%),岩性为石英英闪长玢岩。

2.2 地球化学特征

多不杂和尕尔穷矿区的含矿斑岩都具有比较强烈的蚀变,这给岩石化学分析带来了困难,为此,笔者结合岩相学,尽量选择蚀变较轻的样品做了化学分析,以减轻后期蚀变对原岩性质的影响,分析结果列于表1。样品分析在北京核工业地质分析研究中心完成。常量元素用PHILLIPS PW-2404型X-荧光光谱仪分析完成,精度好于1%;微量元素和稀土元素用ICP-MS法测定,仪器型号为ELEMENT-2质谱仪,分析精度好于2%,分析流程见Qu等^[9]的文献。

2.2.1 常量元素

从多不杂和尕尔穷2个矿区看,班公湖铜矿带含矿斑岩的SiO₂含量集中在62.11%~66.29%之间,平均为64.18%;Al₂O₃含量较高,除ZK1-06号样品外,其他样品Al₂O₃在15.37%~16.19%之间,平均为15.8%。在Na₂O和K₂O含量上2个矿区出现差别,多不杂矿区明显富K贫Na,在K₂O-SiO₂图(图2)中位于钾玄岩区;尕尔穷矿区则相对富Na,可能与岩体中较强的钠长石化有关,在图2中位于高钾钙碱性岩区。与冈

底斯铜矿带的含矿斑岩相比,该带的含矿岩体相对偏基性,K₂O含量近于一致。

2.2.2 微量元素

班公湖铜矿带含矿斑岩的微量元素蛛网图见图3-a,从图中可以看出,该带含矿斑岩富集大离子不相容元素Rb、K、Sr、Pb,亏损高场强元素Nb、Ta、Ti,其分布曲线与冈底斯铜矿带的含矿斑岩基本一致,都反映了岛弧带的岩浆作用特征^[9]。不同的是该带含矿斑岩Nb、Ta和重稀土的亏损程度明显减弱,U、Th富集不明显。这些变化可能反映了两者在岩浆源区上的差异,说明班公湖铜矿带的含矿岩浆生成于地壳较浅的部位,冈底斯铜矿带含矿岩浆源区可能更深。

2.2.3 稀土元素

班公湖铜矿带含矿斑岩的稀土元素球粒陨石标准化分布曲线见图3-b。从图中可以看出,该铜矿带含矿斑岩与冈底斯铜矿带含矿斑岩稀土元素的一个很明显的差别是轻、重稀土分馏程度低,重稀土部分的曲线形态明显变平缓,前者(La/Yb)_N在14.03~35.43之间,平均为24.25;后者(La/Yb)_N在19.03~39.94之间,平均为31.26。另外,冈底斯铜矿带稀土曲线缺少Eu异常或为弱的Eu负异常,班公湖铜矿带则多具弱的Eu正异常。这说明两者在岩浆氧化条件上也存在差异,班公湖铜矿带的含矿岩浆氧化性更强些。

3 成岩成矿时代

3.1 含矿岩体的锆石SHRIMP年龄

班公湖斑岩铜矿带含矿斑岩的时代是用单颗粒锆石SHRIMP U-Pb法测定的,样品分别取自尕尔穷和多不杂2个矿区。锆石颗粒先在双目镜下挑纯(纯度>95%),然后用环氧树脂粘结于玻璃片上。阴极发光研究是在中国科学院地质

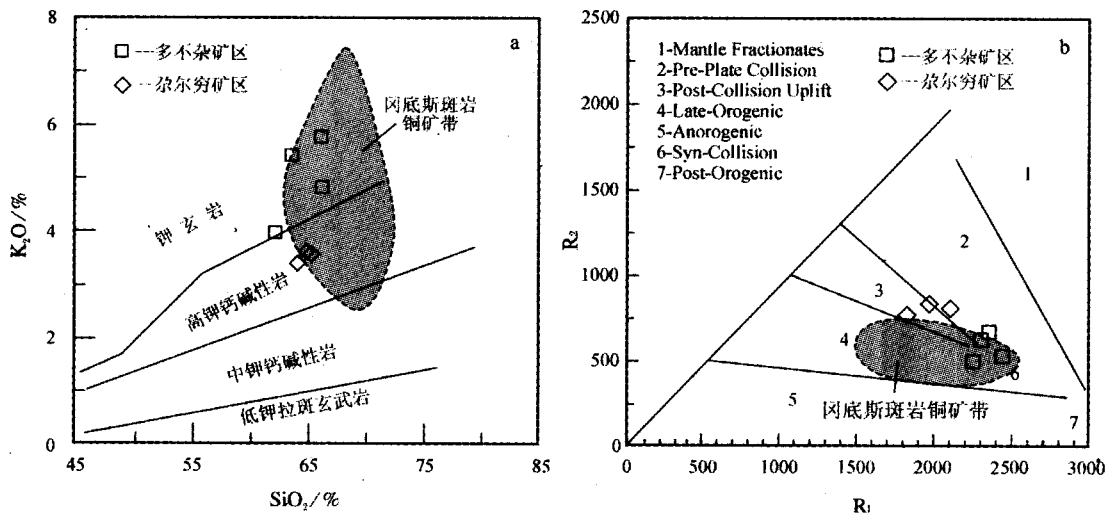


图2 班公湖铜矿带含矿斑岩K₂O-SiO₂图(a)^[9]和R₁-R₂图(b)^[9]
Fig.2 K₂O-SiO₂ diagram (a) and R₁-R₂ diagram (b) of ore-bearing porphyries of the Bangong Co copper belt

表1 班公湖斑岩铜矿带含矿斑岩常量元素、微量元素和稀土元素分析结果
Table 1 Major, trace and rare earth element contents of ore-bearing porphyries of the Bangong Co porphyry copper belt

矿区 样品编号	多不杂				尕尔穷		
	DBZ-17	ZK1-06	ZK2-11	ZK2-13	GR-08	GR-11	GR-12
SiO ₂	62.11	66.29	66.10	63.57	65.25	64.10	64.85
TiO ₂	0.35	0.33	0.31	0.34	0.57	0.64	0.56
Al ₂ O ₃	16.19	13.01	15.37	16.14	15.86	15.68	15.56
Fe ₂ O ₃	4.74	6.67	2.53	2.65	4.98	6.12	4.21
FeO	0.58	3.83	1.92	1.93	1.16	1.41	0.89
MnO	0.105	0.046	0.119	0.232	0.060	0.056	0.037
MgO	1.63	1.77	1.46	1.60	1.14	1.78	0.92
CaO	0.95	1.62	2.20	2.83	3.73	3.17	3.84
Na ₂ O	2.31	1.84	1.92	1.48	3.63	4.21	3.94
K ₂ O	4.00	4.82	5.78	5.44	3.59	3.42	3.63
P ₂ O ₅	0.116	0.109	0.106	0.118	0.250	0.284	0.266
H ₂ O ⁺	2.88	1.72	1.62	2.23	0.40	0.40	0.44
烧失量	3.70	3.04	3.56	5.00	0.88	0.50	1.16
Total	99.08	101.26	101.08	101.64	100.34	100.36	99.41
Ba	528	432	787	685	605	614	668
Be	1.12	0.96	0.91	0.88	2.04	1.86	1.99
Sc	8.11	6.94	7.03	8.05	9.05	9.23	9.56
Ti	2140	1729	1803	1908	3575	3822	3566
V	78.8	78.4	51.3	65.1	84.4	92.8	103
Cr	4.10	3.54	2.34	3.52	18.7	19.5	21.3
Mn	738	304	873	1397	408	372	271
Co	10.6	5.93	4.98	4.45	8.91	9.32	5.14
Ni	10.3	88.9	7.82	9.86	4.02	3.30	3.33
Cu	25602	2737	1262	1879	9.17	8.39	10.5
Pb	41.5	13.9	18.5	18.8	13.8	16.8	21.9
Zn	92.5	42.5	39.4	43.1	45.6	51.4	56.4
Ga	15.8	13.8	12.3	13.2	17.5	16.7	18.0
Rb	138	123	152	165	92.9	64.5	78.0
Sr	268	209	315	231	548	499	549
Nb	7.75	7.80	8.36	8.29	9.89	9.46	10.3
Ta	0.62	0.47	0.67	0.61	0.828	0.819	0.856
Zr	46.1	32.4	51.9	44.3	131	129	133
Hf	1.24	0.75	1.40	1.08	3.68	3.95	3.69
U	1.38	0.39	1.21	1.21	2.09	1.68	2.00
Th	6.41	4.90	7.98	7.52	10.6	10.4	10.7
As	1.71	2.52	2.39	3.76	-	-	-
Sn	1.59	0.88	0.67	1.76	-	-	-
Mo	5.71	1.06	2.16	16.8	0.304	0.175	0.607
Au	-	-	-	-	2.25	2.57	3.83
Ag	-	-	-	-	0.85	0.99	1.63
La	17.0	5.12	13.2	14.8	29.5	34.0	35.7
Ce	43.3	9.12	21.3	23.1	51.8	62.2	62.9
Pr	4.49	1.12	2.40	2.61	5.98	7.59	7.42
Nd	18.6	4.68	9.06	9.78	21.2	27.2	26.2
Sm	3.67	0.98	1.74	1.77	3.67	4.82	4.95
Eu	0.80	0.34	0.69	0.65	1.25	1.52	1.67
Gd	3.04	1.05	1.79	1.89	3.33	3.88	4.19
Tb	0.37	0.15	0.24	0.26	0.554	0.594	0.685
Dy	2.16	0.97	1.49	1.58	2.62	2.76	3.24
Ho	0.42	0.20	0.30	0.34	0.612	0.595	0.736
Er	1.23	0.64	0.88	0.98	1.32	1.28	1.68
Tm	0.20	0.10	0.15	0.18	0.260	0.217	0.292
Yb	1.19	0.54	0.95	0.99	1.62	1.42	1.79
Lu	0.19	0.09	0.17	0.18	0.239	0.197	0.268
Y	10.1	5.81	8.38	9.25	13.9	12.3	17.5
ΣREE	96.66	25.10	54.36	59.11	123.955	148.273	151.721
HREE/LREE	9.98	5.71	8.11	8.24	10.74	12.55	10.78
δ Eu	8.80	3.74	5.97	6.40	10.56	10.94	12.88

注:常量元素含量%;微量元素和稀土元素含量 10^{-6} ;金含量 10^{-9}

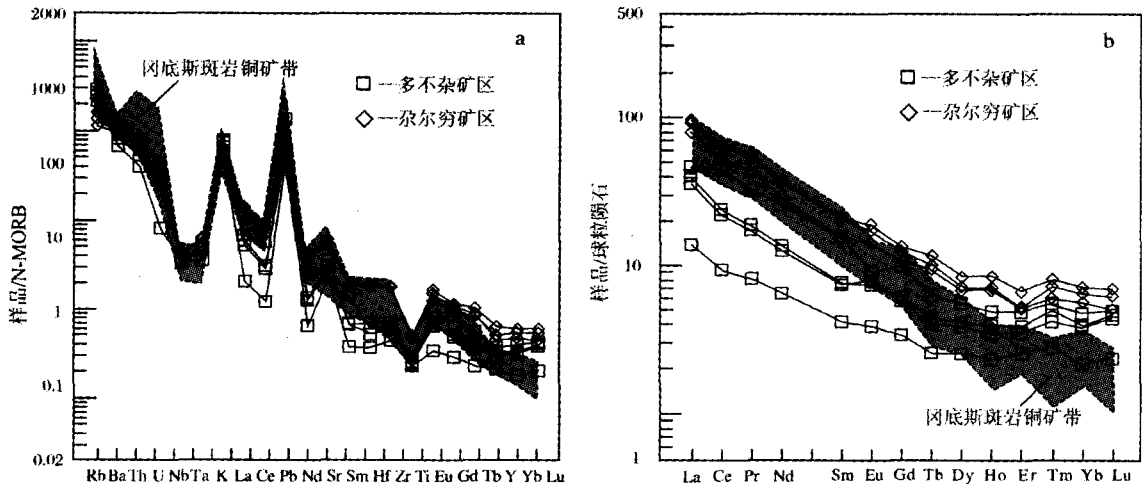


图3 班公湖铜矿带含矿斑岩微量元素蛛网图(a)和稀土元素球粒陨石标准化分布曲线(b)
Fig.3 Trace element spidergram (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) of ore-bearing porphyries of the Bangong Co copper belt

与地球物理研究所电子探针实验室进行的。U-Pb SHRIMP 分析在中国地质科学院离子探针实验室完成。分析方法基本与Compston等^[10]描述的程序一致。分析条件是O²⁻离子流15 nA、10 kV,分析点范围25~30 μm。普通铅用实测的²⁰⁶Pb校正,假定²⁰⁶Pb/²³⁸U与²⁰⁶Pb/²³²Th成一致线。元素间分馏校正用的是参考样TEM(417 Ma),U、Th、Pb含量校正用的是标样SL13,数据用Ludwig SQUID 1.0和ISOPLOT程序处理,分析结果列于表2。

多不杂矿区含矿斑岩中的锆石自形程度较高,呈自形至半自形柱状,颗粒粗大,一般在100~400 μm之间,具有岩浆锆石特征的振荡环带(图4-a),少数颗粒有破损现象,²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U一致线图见图5-a,8个测点的加权平均年龄为127.8 Ma,MSWD=1.18。尕尔穷矿区含矿斑岩中的锆石呈自形柱状,大小一般在100~300 μm之间,振荡环带发育,颗粒边缘常见一薄层阴极发光很强的带(图4-b),说明锆石结晶晚期岩浆中U、Th含量降低。SHRIMP分析点一般聚焦在颗粒中心色调较深的部位,²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U一致线图见图5-b。8个测点的加权平均年龄为112.0 Ma,MSWD=1.66。2个矿区含矿斑岩的年龄大体相差15 Ma。考虑到班公湖缝合带存在多条俯冲带复合之特点,各俯冲带的形成时间前后显然会有差异,因此2个铜矿区之间含矿岩浆侵入时间存在约15 Ma的间隔是可以接受的,说明它们集中发生在燕山中-晚期。

3.2 成岩成矿时代

关于班公湖斑岩铜矿带的成矿时代,笔者用尕尔穷矿区的3个辉钼矿样品做了Re-Os同位素测定。样品采自坑道中的含辉钼矿石英脉,经双目镜下分离挑选,测试样品中的辉钼矿纯度达95%以上。Re-Os同位素分析在中国地质科学院

国家地质实验测试中心完成,分析方法和流程见杜安道等^[11]的文献。所用仪器为英国TJA公司生产的VG PQ EXCELL ICP-MS。Re-Os同位素分析结果列于表3。表中Re和Os的含量误差(括号内)包括稀释剂标定误差、质谱测量误差及质量分馏校正误差;模式年龄的计算误差还包括¹⁸⁷Re衰变常数λ的误差。仪器的全流程空白Re为0.02 ng,Os为0.003 ng。计算的模式年龄分别为88.4 Ma、93.2 Ma和87.6 Ma,平均为89.7 Ma。与含矿岩体的锆石SHRIMP年龄(112.0 Ma)相比,成矿时间比岩体的侵入时间大约滞后了22 Ma。在冈底斯斑岩铜矿带成岩与成矿过程几乎同时进行的情况下(时间相差不到1 Ma^[12,13]),班公湖斑岩铜矿带从成岩到成矿经历了漫长的分异演化过程,也说明两者在成矿构造环境上存在着较大差异。尽管如此,这个时间差仍符合斑岩铜矿的演化特点,根据Richards等^[14]对智利北部斑岩铜矿的研究,从成岩到成矿过程时间上可以延续长达35~40 Ma。

4 成矿构造环境

冈底斯斑岩铜矿带形成于雅鲁藏布江洋盆闭合之后约40 Ma,是在造山带的碰撞后地壳伸展环境中形成的^[15,13]。相比之下,班公湖斑岩铜矿带的成岩成矿过程虽然也是发生在班公湖-怒江洋盆闭合之后,但相距时间较短,从145 Ma前后闭合到多不杂和尕尔穷2个矿区的含矿斑岩侵入(127.8 Ma和112.0 Ma),时间间隔大体在20~30 Ma之间。2条铜矿带含矿斑岩岩石地球化学上的差异可能就是由于这种相对滞后时间上的差异造成的。班公湖铜矿带滞后的时间较短,俯冲板片(洋壳或陆壳)下插深度较小,含矿岩浆的生成源区较浅,其源区物质组成自然不同。在反映造山带构造演化阶段的R₁-R₂图(图2-b)中,2条铜矿带含矿斑岩的分布位置是

表2 班公湖斑岩铜矿带含矿斑岩锆石SHRIMP U-Pb分析结果
Table 2 Zircon U-Pb SHRIMP analysis of ore-bearing porphyries
of the Bangong Co porphyry copper belt

样品号和点号	$^{206}\text{Pb}_c$ / %	U/ 10^6	Th/ 10^6	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}' / 10^6$	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}' / ^{235}\text{U}$ \pm %	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ \pm %	err corr		
CR10-10.1	4.28	301	219	0.75	4.40	104.2 \pm 3.2	0.0959	7.4	0.01630	2.5	0.342
CR10-10.2	2.68	381	39	0.10	5.87	111.5 \pm 3.2	0.1042	8.3	0.01745	2.7	0.328
CR10-10.3	1.34	658	192	0.30	10.4	115.8 \pm 2.8	0.1184	4.8	0.01812	2.3	0.481
CR10-5.1	2.08	69	101	0.15	10.7	112.4 \pm 2.9	0.1264	4.3	0.01759	2.4	0.571
CR10-5.2	6.20	198	85	0.44	3.32	116.9 \pm 3.9	0.121	8.9	0.01831	2.7	0.307
CR10-5.3	1.32	939	102	0.11	14.5	113.4 \pm 2.7	0.1186	3.8	0.01775	2.3	0.600
CR10-5.4	0.71	1365	479	0.36	22.6	122.1 \pm 2.9	0.1297	3.0	0.01912	2.2	0.739
CR10-2.1	2.29	665	68	0.11	10.1	110.1 \pm 2.8	0.1063	4.7	0.01723	2.4	0.513
ZK213-8	0.94	126	63	0.51	2.1	122.8 \pm 3.7	0.14	6.3	0.0192	2.7	0.431
ZK213-5	1.82	219	132	0.62	3.8	128.9 \pm 3.6	0.16	4.3	0.0202	2.5	0.587
ZK213-3	1.91	166	93	0.58	2.9	128.2 \pm 3.6	0.13	5.2	0.0201	2.6	0.490
ZK213-6	0.59	186	120	0.67	3.3	130.3 \pm 6.9	0.14	6.8	0.0204	4.7	0.691
ZK213-4	1.59	190	92	0.50	3.4	134.0 \pm 3.8	0.16	6.3	0.0210	2.6	0.418
ZK213-1	0.54	266	190	0.74	4.7	123.6 \pm 4.4	0.13	18.3	0.0194	2.8	0.153
ZK213-7	0.41	212	132	0.64	3.8	132.1 \pm 4.2	0.14	5.5	0.0207	2.8	0.516
ZK213-2	0.00	119	63	0.54	2.3	121 \pm 10.8	0.28	15.0	0.0190	6.6	0.442

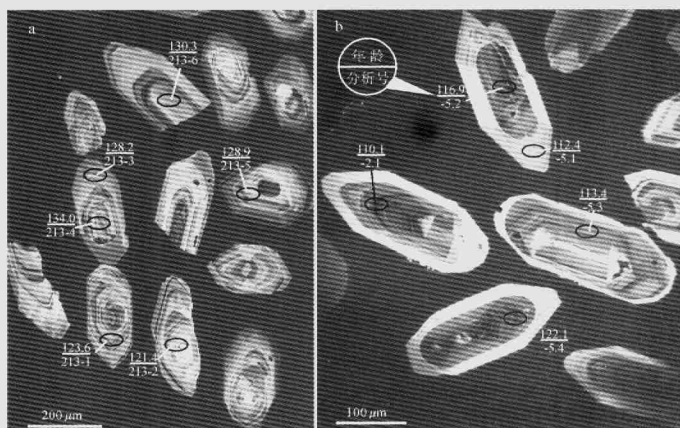


图4 班公湖铜矿带含矿斑岩中锆石的阴极发光影像

Fig.4 Cathodoluminescence images of ore-bearing porphyries of the Bangong Co copper belt

a—多不杂矿区;b—贡尔旁矿区

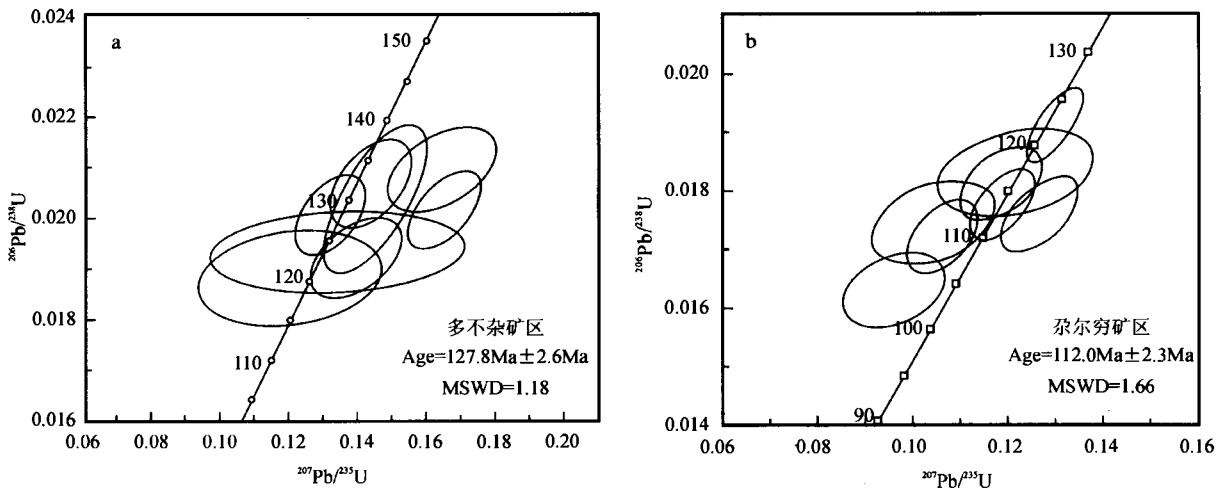


图5 班公湖铜矿带含矿斑岩中锆石的²⁰⁶Pb/²³⁸U—²⁰⁷Pb/²³⁵U—致线图
 Fig.5 Zircon ²⁰⁶Pb/²³⁸U—²⁰⁷Pb/²³⁵U concordia diagrams of ore-bearing porphyries of the Bangong Co copper belt

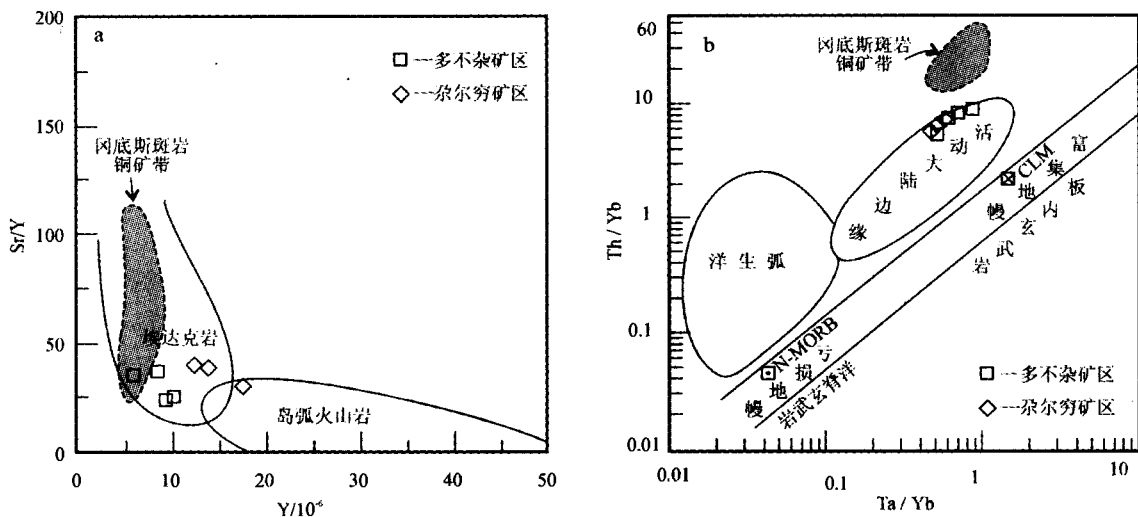


图6 班公湖铜矿带含矿斑岩Sr/Y—Y图(a)和Th/Yb—Ta/Yb图(b)
 Fig.6 Sr/Y—Y diagram (a) and Th/Yb—Ta/Yb diagram (b) of ore-bearing porphyries of the Bangong Co copper belt

有区别的，即冈底斯铜矿带的含矿斑岩主要分布在晚造山阶段，矿床分布也大体受SN向张性构造控制，反映了一种碰撞后伸展环境；而班公湖铜矿带的含矿斑岩则趋向于较早的碰撞后隆升阶段。从造山带演化机理看，构造伸展意味着造山带已经达到了最大高度。由此看来，产于青藏高原2条主要缝合带上的斑岩铜矿，成矿环境差异可能在于北面的班公湖铜矿带形成于造山带达到最大高度之前的隆升阶段，而南面的冈底斯铜矿带则形成于造山带达到最大高度之后的伸展阶段。在Sr/Y—Y图(图6-a)中，虽然2条铜矿带的含矿斑岩都位于埃达克岩区，但班公湖铜矿带的含矿斑

岩更靠近岛弧火山岩。由于一般都把埃达克岩的重稀土亏损归因于石榴子石在岩浆源区的残留，认为是岩浆形成深度的反映。因此，与冈底斯铜矿带相比，班公湖铜矿带含矿斑岩重稀土亏损较轻可能反映了岩浆生成深度较浅。换句话说，冈底斯铜矿带的含矿岩浆是在比班公湖铜矿带俯冲到更大的深度上由俯冲洋壳或增后下地壳部分熔融形成的。岩浆生成的构造环境或演化阶段上的这种差异，在反映造山带源区类型的Th/Yb—Ta/Yb图(图6-b)上得到进一步的区分。在图6-b中班公湖铜矿带的含矿斑岩仍属于活动大陆边缘范畴，而冈底斯铜矿带的含矿斑岩已明显偏离了

表3 尔尔穿铜金矿床辉钼矿Re-Os模式年龄
Table 3 Re-Os model age of molybdenite
in the Garqiong copper-gold deposit

样品 编号	样重 /mg	Re / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	^{187}Re / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	^{187}Os / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	模式年龄 /Ma
GJ-01	9.53	172.9(1.7)	108.7(1.1)	160.2(1.3)	88.4(1.4)
GJ-21	18.99	93.2(1.0)	58.6(0.6)	91.0(0.7)	93.2(0.5)
GR-24	15.36	111.7(1.0)	70.2(0.7)	102.6(0.8)	87.6(0.3)

活动大陆边缘区。

5 结论

(1)藏西班牙斑岩铜矿带多不杂和尔尔穿2个大、中型斑岩铜矿床含矿斑岩的锆石U-Pb SHRIMP年龄分别为 $127.8\text{ Ma}\pm 2.6\text{ Ma}$ 和 $112.0\text{ Ma}\pm 2.3\text{ Ma}$,表明该带成矿作用发生在燕山中晚期班公湖-怒江缝合带闭合后的碰撞后阶段。

(2)与冈底斯铜矿带相似,班公湖斑岩铜矿带的含矿斑岩在岩石化学上也是以富K为特点,属钾玄岩-高钾钙碱性岩系,地球化学上富集Rb、K、Sr、Pb等大离子不相容元素,亏损Nb、Ta、Ti等高场强元素,具有埃达克岩的某些特征,但重稀土元素亏损较轻,说明含矿岩浆生成深度较浅。

(3)班公湖斑岩铜矿带与冈底斯斑岩铜矿带虽然都是形成于缝合带闭合后的碰撞后阶段,但由于距碰撞过程的时间间隔不同,成矿构造环境上存在差异。班公湖斑岩铜矿带形成于班公湖-怒江缝合带闭合后约20~30 Ma,造山带处于碰撞后隆升阶段;而冈底斯斑岩铜矿带形成于雅鲁藏布江缝合带闭合后约40 Ma,造山带已达到最大高度并开始了伸展塌陷。

致谢:在野外工作中得到西藏地勘局陆彦总工程师和第五地质队张天平、马东方高级工程师的大力支持,在此表示诚挚的谢意。

参考文献:

[1]Srimal N. India-Asia collision: Implications from the geology of

the eastern Karakoram[J]. *Geology*, 1986,14:523-527.

[2]Matte P P, Tapponnier N, Arnaud L, et al. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996,142:311-330.

[3]Kapp P, Murphy M A, Yin A, et al. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet [J]. *Tectonics*, 2003,22(4): 3-1~3-23.

[4]赵文津,刘葵,蒋忠惕,等.西藏班公湖-怒江缝合带深部地球物理结构给出的启示[J].*地质通报*,2004,23(7):623-635.

[5]西藏地质矿产局.西藏自治区区域地质志[M].北京:地质出版社,2000.

[6]Qu X M, Hou Z Q, Li Y G. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau[J]. *Lithos*, 2004, 74: 131-148.

[7]Rickwood P C. Boundary lines within potrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 1989,22: 247-263.

[8]Batchelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. *Chemical Geology*, 1985,48:43-55.

[9]Wilson M. *Igneous petrogenesis*[M]. London:Uniwinn Hyman,1989.

[10]Compton W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale[J]. *J.Geol.Soc.*, 1992,149: 171-184.

[11]杜安道,何红蓼,殷宁万,等.辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J].*地质学报*,1994,68(4):339-347.

[12]侯增谦,曲晓明,王淑贤,等.西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿Re-Os年龄:成矿作用时限与动力学背景应用[J].*中国科学(D辑)*, 2003,33(7):609-618.

[13]曲晓明,侯增谦,李振清.冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及地质意义[J].*地质学报*,2003,77(2):245-252.

[14]Richards J P, Boyce A J, Pringle M S. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal location of porphyry Cu mineralization[J]. *Economic Geology*, 2001, 96: 271-306.

[15]曲晓明,侯增谦,黄卫.冈底斯铜矿(化)带:西藏的第二条“玉龙”铜矿带? [J].*矿床地质*,2001,20(4):355-365.