西藏雄村特大型铜金矿床容矿火山岩的成因 及其对成矿的贡献

曲晓明,辛洪波,徐文艺

中国地质科学院矿产资源研究所,北京,100037

内容提要:岩石学、地球化学和 Nd、Sr、Pb 同位素研究表明,西藏冈底斯铜矿带雄村特大型铜金矿床的容矿火 山岩为一套具超浅成侵入特点的英安斑岩,SiO₂含量集中在 61.97%~64.31%之间,富 Na₂O、低 K₂O, Na₂O/K₂O 比值平均为 5.25。地球化学上明显富集大离子不相容元素 Rb、Ba、K、Sr、Pb,同时高场强元素 Nb、Ta、Ti 处于亏损 状态。Sr、Nd 同位素组成变化范围小(⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr=0.705154~0.708267,I_{Sr}=0.704299~0.705357;¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd= 0.512730~0.512931),具有富集地幔特征;Pb 同位素组成显示出地幔铅与造山带铅的双重特性(²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb= 18.170~18.432,²⁰⁷ Pb/²⁰⁴ Pb=15.485~15.546,²⁰⁸ Pb/²⁰⁷ Pb= 37.993~38.392)。研究指出它们是早侏罗世 (195Ma)由雅鲁藏布江洋壳向欧亚大陆之下俯冲形成的岛弧火山岩,岩浆源区具有 EM1 型原始地幔富集特征,同 时有一定数量的俯冲沉积物加入了地幔源区的部分熔融。根据雄村矿床的成矿时代和矿化特征,笔者认为该矿床 的成因类型与胶东焦家式金矿一致,为破碎带蚀变岩型。旦狮庭组容矿火山岩对成矿的贡献在于作为矿源层为矿 床提供了成矿金属元素。

关键词:岩石成因;容矿火山岩;雄村铜金矿床;冈底斯铜矿带;西藏

近年来,随着西藏地质找矿工作不断取得重大 突破,冈底斯造山带已成为我国铜多金属矿产的重 要勘查基地。现已查明冈底斯中段斑岩铜矿形成于 晚中新世碰撞后地壳伸展环境,含矿斑岩具有埃达 克岩的亲合性(曲晓明等,2001;Qu et al, 2004; Hou et al, 2004). 然而,在造山带中一西段日喀 则一谢通门一带,铜矿的形成时代、成矿环境及矿化 类型均发生了重大变化。矿床形成于始新世晚碰撞 造山阶段(徐文艺,2006;侯增谦等,2006),沿NWW 向断裂在十几公里范围内呈串珠状分布着雄村、洞 嘎、则莫多拉等多个铜金矿床,显示了巨大的成矿潜 力。雄村铜金矿床截止 2006 年底已获得铜的勘探 储量为 84 万吨,金的勘探储量为 125 吨,预计该矿 床铜的远景储量可达 300 万吨,金的远景储量达 250吨。因此,该矿床的规模无论是铜还是金均已 构成特大型矿床。另一方面,由于该矿床成因特征 不明显,围绕矿床成因现有斑岩型、浅成低温热液型 及海底喷流沉积型等多种观点,这无疑给矿床的进 一步勘探及区域普查找矿带来困难。在这种情况 下,深入研究成矿地质条件和控矿因素,查明相关地 质单元的时代、成因就显得尤为重要。为此,笔者对 该矿床的容矿火山岩系进行了系统深入的研究。首 先通过错石 SHRIMP U-Pb 年龄测定,对这套火山 岩的形成时代进行了重新厘定,指出它们是形成于 印支晚期而不是以前认为的晚白垩世(曲晓明等, 2007)。在此基础上,本文根据这些火山-侵入岩的 岩石地球化学和 Nd、Sr、Pb 同位素分析给果,分析 讨论了它们的形成构造环境和成因,并结合矿床地 质特征,进一步探讨了这套火山岩与矿床的成因联 系,阐述了它们对成矿的可能贡献。

1 火山岩地质及岩相学

雄村铜金矿床产于雅鲁藏布江北侧,拉萨地块 南缘的日喀则弧前盆地边缘(图1)。容矿的火山沉 积岩系原定为晚白垩世旦狮庭组,地层时代是西藏 地勘局根据 Rb-Sr 同位素年龄确定的(全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 73.24±18.S4Ma,谢通门幅 1:20 万 区域地质调查报告,1996)。笔者研究发现雄村铜金 矿床的容矿火山岩床并不是典型的喷出岩。岩石中 除了少量的石英和斜长石斑晶外(约占岩石体积的

收稿日期:2007-04-08;改回日期:2007-05-26;责任编辑:郝梓国。

注:本文是由"973"项目《印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用》(编号 2002CB412605)资助的成果。

作者简介:曲晓明,男,1960年生。博士,研究员,地球化学专业,主要从事造山带贵金属和有色金属成矿学研究。Email: xiaomingqu @163.com。



图 1 冈底斯碰撞造山带岩浆岩与斑岩铜矿床分布图(据中国地质调查局 1:50 万数字化地质图修改) Fig. 1 Distribution of magmatic rocks and porphyry Cu deposits in the Gangdese collision-orogenic belt

(modified after the 1 : 500000 Digitalized Geological Map by the Geological Survey of China)

GCT一大反向逆冲断裂;THS一被动大陆边缘沉积;IYS一印度河一雅鲁藏布江缝合带;1一中一晚燕山期花岗岩;2一早喜马拉雅期花岗岩;3一中新世小体积花岗岩;4一含矿斑岩;5一断层;6一铜矿床

GCT—Great reverse overthrust; THS—passive continental margin sediments; IYS—Indian River-Yaluzangbo suture. 1—middle-late Yanshan granite; 2—early Himalaya granite; 3—Miocene small-volume granite; 4—ore-bearing porphyries; 5—fault; 6—copper deposits

10%~15%),基质并非完全为凝灰质和玻璃质,而 是含有相当数量(约 20 %)的结晶质长英质矿物颗 粒。此外,还有少量黑云母(5%)、磷灰石、锆石、磁 铁矿等。因此,笔者认为这套火山岩应为具有超浅 成性质的英安班岩。岩石具有比较明显的蚀变,包 括绿帘石化、绿泥石化、绢云母化、碳酸盐化及少量 黄铁矿化、黄铜矿化等,这些无疑会使 Rb-Sr 和 K-Ar 同位素定年出现较大偏差,从而造成地层形成年 代的失真。矿区内分布有 NW 向花岗闪长斑岩脉, 时代与容矿火山岩相近(曲晓明等,2007),两者具同 源性,本文对它们一起做了取样分析。岩脉宽约 4m,延伸近百米,具斑状结构,块状构造。斑晶为斜 长石和石英,大小在 0.5~3mm 之间,含量约占岩 石体积的25%,基质具显微半自形粒状结构。矿物 组成主要为斜长石、钾长石、石英、黑云母及少量角 闪石,副矿物有磷灰石、褐帘石、锆石、磁铁矿等,岩 石具轻微的钠长石化和碳酸盐化蚀变。

2 地球化学

2.1 样品情况

雄村矿区容矿火山岩的时代不单是根据火山岩 本身确定的,还包括了矿区地表及深部钻孔中的花 岗闪长斑岩样品。它们的锆石 U-Pb SHRIMP 年 龄分别为 195±4.6Ma、179±5Ma 和 175±5Ma,因 此笔者认为它们很可能是同源的,所以对它们一块 做了岩石地球化学和同位素分析。样品 XX-09、 XX-28、XX-29 和 XX-30 取自矿体外围西南侧山包 (图 2),为一套英安斑岩;样品 XC5-01 为矿区内出 露地表的 NW 向花岗闪长斑岩脉,样品 XC5002 和 XC5012 为矿区深部钻孔中(约 360~400 m 深处) 的花岗闪长斑岩体。

2.2 常量元素

雄村矿区这套容矿火山-侵入岩系 SiO₂含量变 化不大,集中在 61.97%~64.31%之间(表 1); Al₂O₃含量在 15.65%~17.22%之间,与正常的英 安岩相比是富 Al₂O₃的,属弱过铝质(图略);碱质组 分 Na₂O 明显高于 K₂O,前者含量在 1.64%~ 6.22%之间,后者在 0.24%~1.98%之间,Na₂O/ K₂O 比值平均为 5.25。考虑到火山岩本身的蚀变, 采用不活动组分 TiO₂/Zr 比值与 SiO₂进行图解分 类(图略),样品落在英安岩区。

2.3 微量元素

雄村矿区容矿火山岩的微量元素特征可以从蛛 网图上判断(图 3、a),在图中它们总体上表现出岛 弧火山岩的分布特征:大离子不相容元素 Rb、Ba、 K、Sr、Pb等都是明显富集的,同时高场强元素 Nb、 Ta、Ti处于亏损状态。需要注意的是,与脉岩相比, 较早形成的火山岩 K₂O、Rb 明显亏损,这指示着早 期的火山岩浆侵位喷发过程中可能发生过黑云母或 钾长石的分离结晶。



图 2 雄村铜金矿床地质图(据西藏地质六队,2003,修改)

Fig. 2 Geological map of Xiongcun copper-gold deposit(modify from No.6 Geological Team of Xizang, 2003)
1一第四系; 2一旦狮庭组英安斑岩; 3一弱硅化旦狮庭组英安斑岩; 4一碳质板岩夹层; 5一绢英岩化叠加硅化蚀变带; 6一绿泥石化凝灰岩; 7一泥质蚀变带; 8一黑云母二长花岗岩; 9一青盘岩化闪长斑岩; 10一基性岩脉; 11一酸性岩脉; 12一孔雀石一石英脉; 13一硅化破碎带; 14一断层及编号; 15一矿体; 16一取样位置及编号

1—Quaternary; 2—Danshiting Formation dacite porphyry; 3—Weakly silicified Danshiting Formation dacite porphyry; 4—Carbon aceousslate intercalation; 5—phyllic and silicified tuff; 6—chloritized tuff; 7—argillic alteration zone; 8—biotite monzogranite; 9— propylitic diorite porphyry; 10—basic dyke; 11—acidic dyke; 12—malachite-quartz vein; 13—silicified fracture zone; 14—fault and its number; 15—orebody; 16—sampling location and sample number



♦—Dacite porphyry in orefield; ▽—granodiorite in orefield; □—granodiorite in the depth of orefield

元素	XC5-01	XC5002	XC5012	XX-09	XX-29	XX-30
	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	英安斑岩	英安斑岩	英安斑岩
SiO ₂	63. 27	61.97	63.14	62.56	64.31	62.64
TiO ₂	0.41	0.51	0.45	0.44	0.60	0.63
Al_2O_3	15.65	16.09	15.71	17.22	15.94	17.12
Fe ₂ O ₃	2.51	1.96	1.55	4.97	3.59	3.63
FeO	2.17	3.40	3.38	2.69	1.42	1.22
MnO	0.15	0.27	0.25	0.499	0.513	0.499
MgO	1.94	2.73	1.61	1.89	2.53	2.32
CaO	3.75	4.10	5.41	3.00	6.01	6.02
Na ₂ O	6.22	3, 93	4.93	2.71	1.64	2.13
K ₂ O	1.86	1.98	1.92	0.28	0.24	0.30
P_2O_5	0.21	0.21	0.22	0.149	0.243	0.270
H_2O^+				1.50	1.58	1.56
LOI	1.56	2.36	1.00	2.20	2.64	2.86
Total	99.70	99.51	99.57	100.11	101.26	101.20
Ba	692	462	607	516	371	383
Be	1.30	0.871	0.927	0.598	1. 33	1.29
Sc	6, 47	5.72	6, 17	8, 33	9, 25	9.12
Ti	2818	2607	2662	2762	3562	3758
V	89.2	78.3	81.8	88. 9	76.0	84 5
Cr	3 53	2 92	3 10	11 0	8 45	10.8
Mn	1015	1720	1878	3702	3516	3535
Co	7 17	7 04	7 99	8 44	6 22	10.8
Ni	5 66	3 35	3.72	4 18	3 18	3 18
Cu	13.2	46.3	17.9	67 2	36.9	36.9
Ph	51.8	77.6	72 6	58 1	86.2	91.4
T D Zn	65.8	212	134	1220	206	329
Ga	16.9	17.0	17.7	23 4	24 3	24 5
Rh	53 5	61.0	55 1	85.9	9.9	12.8
Sr	460	419	700	159	361	413
Zr	63.2	41.0	44_0	76.8	23 0	22.8
Hf	3 35	2 10	2 35	2 12	2 52	2 00
Nh	8.52	8 32	8.46	5.90	11 0	11 6
Та	0.663	0.648	0.643	0.479	0 397	0 414
II.	1 71	1 79	1 47	0.876	0.699	0.664
Th	6 10	6.03	6 36	3 22	2 65	2 74
Mo	0.281	0.577	0.189	0.987	1 24	1 40
Bi	0.201	0.077	0.100	0.096	0.758	0.823
Sn	0.951	0.522	0 422	0.000	0.100	0.020
Sh	1.88	0.922	0.935			
La	22 3	24 7	22 6	16 6	19 0	20 1
Ce	41.6	46.8	42.3	29.9	29.8	31.7
Pr	4 79	5 10	4 72	3 66	3 62	3 84
Nd	18.7	19.8	18 1	13.8	13.6	13.8
Sm	3 65	3 75	3 50	2 40	2.63	2 74
Fu	1 23	1.07	1.22	0.871	0.923	946
Gd	3, 61	3. 44	3. 48	1.40	2. 51	2 40
Th	0.509	0 448	0 483	0.357	0 398	0 411
Dv	2.97	2 47	2 72	1 79	1 91	1 0.2
Но	0.612	0.513	0.572	0 418	0 /32	0.447
Fr	1.87	1 52	1 73	0.960	0 088	1 06
Tm	0.264	0.221	0.253	0.185	0.300	0 102
T III Vh	1 02	1 67	1.82	1 07	1 17	1 97
T D	0.205	0.251	0.273	0 180	0 188	0 182
v	16.6	12 2	15 4	11 1	7 61	14.0
ZBEE	10/ 22	111 72	103 77	73 50	77 25	81.07
AREE	1 104.00	1 111.10	1 100.11	10.00	11.00	01.07

表 1 雄村矿区容矿火山岩的常量元素、微量元素及稀土元素分析结果

2.4 稀土元素

雄村矿区容矿火山岩与脉岩具有相似的稀土元 素特征(图 3、b),它们都是比较平滑的右倾型式,重稀 土部分变平缓。但两者之间在稀土总量上存在差异, 英安斑岩 Σ REE 在(103.77~111.73)×10⁻⁶之间,平 均为 106.61×10⁻⁶,脉岩 Σ REE 在(73.59~81.07)× 10⁻⁶之间,平均为 77.34ppm。因此造成两者的两条 曲线近于平行分布,之间形成一均匀的间隔。

2.5 Nd、Sr 同位素

雄村矿区容矿火山岩的 Sr、Nd 同位素组成变 化范 围 很 小 (表 2),⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr 在 0.705154 ~ 0.708267 之 间, $I_{(Sr)}$ 从 0.704299 ~ 0.705357; ¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd 在 0.512730~0.512931 之间, Σ Nd 从 3.57~7.58,总体上反映了地幔源区的 Nd、Sr 同位 素特征,同时也说明岩浆形成过程中受到了地壳组 分一定程度的混染。

表 2 雄村矿区容矿火山岩 Nd、Sr 同位素组成

Table 2	Nd, Sr isotopic	compositions	of the ore-hostin	ng volcanic r	rocks in	Xiongcun	deposit
---------	-----------------	--------------	-------------------	---------------	----------	----------	---------

样品编号	岩性	$^{87}{ m Rb}/^{86}{ m Sr}$	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	$^{147}{ m Sm}/^{144}{ m Nd}$	$^{143}{ m Nd}/^{144}{ m Nd}$	I_{Sr}	$\varepsilon_{\rm Nd}(t)$	T_{DM}
XC5-01	花岗闪长斑岩	0.336	0.705154	0.118	0.512831	0.704299	5.54	0.42
XC5002	花岗闪长斑岩	0.228	0.705352	0.117	0.512851	0.704785	5.91	0.38
XC5012	花岗闪长斑岩	0.421	0.705809	0.114	0.512850	0.704762	5.96	0.37
XX-09	英安斑岩	1.56	0.708267	0.105	0.512826	0.703941	5.92	0.38
XX-29	英安斑岩	0.079	0.705396	0.117	0.512730	0.705177	3.75	0.56
XX-30	英安斑岩	0.0896	0.705605	0.120	0.512931	0.705357	7.58	0.28

注: $\epsilon_{Nd}(t)$ 值按球粒陨石储库¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512638和¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.1967计算; XC5-01号样品 t 取 179Ma; XC5002和 XC5012号样品 t 取 175Ma; XX-09、XX-29和 XX-30号样品 t 取 195Ma; T_{DM} 按亏损地幔(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{DM}=0.513151和 (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{DM}=0.2137计算。

2.6 Pb 同位素

与 Nd、Sr 同位素相比,雄村矿区火山岩的 Pb 同位素变化范围稍大些(表 3),其中²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb 在 18.170~18.432 之间,²⁰⁷ Pb/²⁰⁴ Pb 在 15.485~ 15.546之间,²⁰⁸ Pb/²⁰⁴ Pb 在 37.993~38.392 之间, 在 Doe 和 Zartman(1979)的铅构造模式图上在地幔 与造山带生长线之间分布(图略)。

表 3 雄村矿区容矿火山岩 Pb 同位素组成

 Table 3 Pb isotopic compositions of the ore-hosting volcanic rocks in Xiongcun deposit

样品编号	岩性	$^{206}{ m Pb}/^{204}{ m Pb}$	$^{207}{ m Pb}/^{204}{ m Pb}$	$^{208}{ m Pb}/^{204}{ m Pb}$
XC5-01	花岗闪长斑岩	18.432	15.533	38.392
XC5002	花岗闪长斑岩	18.170	15.485	37.993
XC5012	花岗闪长斑岩	18.178	15.488	38.002
XX-09	英安斑岩	18.205	15.549	38.196
XX-29	英安斑岩	18.183	15.527	38.125
XX-30	英安斑岩	18.219	15.546	38.127

3 讨论

3.1 产出环境

日喀则弧前盆地中的旦狮庭组火山岩以前一直 被认为是雅鲁藏布江缝合带的岛弧火山岩被剥蚀后 再沉积的结果。然而,随着雄村矿区容矿火山岩形 成时代的更迭(由晚白垩世 73.24 Ma 提早到早侏 罗世195Ma),这套火山岩的形成环境需要重新考 虑。虽然目前还不能确定雄村矿区的容矿火山岩能 否代表整个日喀则盆地的旦狮庭组火山岩,但至少 对雄村矿区是如此。可以设想,早侏罗世时期这里 应该是一片开阔的海洋,但是,雄村矿区火山岩的产 状及岩相学特征又显示它们是陆相火山岩不是形成 于海底喷发。这样一来不难想象,当时火山岩的产 出环境不外乎洋岛和活动大陆边缘两种情况。岩石 化学成分分析表明这套火山岩具有活动大陆边缘的 岛弧岩浆作用特征(图 4a、b)。微量元素分布曲线 (图 3a)也显示出这些火山岩具有岛弧火山所特有 Nb、Ta、Ti 强亏损状况。由此说明,雅鲁藏布江洋 壳向欧亚大陆之下俯冲早在早侏罗世就已开始,而 不是以前认为的中白垩世(120Ma, Ding et al, 2003)。同时还应注意到这个俯冲时间与北面的班 公湖一怒江洋壳的俯冲消减时间是一致的(Kapp et al, 2003), 它们都是印度大陆向欧亚大陆快速漂移 对接的结果,这种漂移很可能是以脉动方式发生的。

3.2 岩浆源区

雄村矿区容矿火山岩形成于欧亚大陆南部的活动大陆边缘环境,那么岩浆源区又是什么情况呢? Sr、Pb同位素组成(图 5a)显示雄村矿区容矿火山岩位于地幔 EM1 端元与 Aeolian 弧火山岩之间,表明



 Fig. 4
 Ta-Yb diagram (a) and Th/Yb—Ta/Yb diagram (b) of ore-hosting volcanic rocks in Xiongcun deposit

 ◇一英安斑岩; ▽一地表花岗闪长岩; □一钻孔深部花岗岩长岩

 \bigcirc —Dacite porphyry; \bigtriangledown —granodiorite in the surface; \Box —granodiorite in the depth of the drilled well

岩浆源区具有 EM1 型富集地幔特征,指示着地幔 源区存在原始的分异富集。同时,Nd、Sr 同位素组 成还显示雄村矿区的火山岩落在印度洋 MORB 与 印度洋沉积物之间的过渡区(图 5b),指示着源区有 俯冲沉积物存在。微量元素比值 Ba/La-Th/La(图 6)也表明岩浆源区存在俯冲沉积物组分。在图 6 中,雄村矿区的火山岩和斑岩围绕着意大利 Vulture 和 Campanian 地区火山岩的平均值 (GLOSS)分布,后者是一套典型的有俯冲沉积物参 与地幔源区岩浆熔融的火山岩(Plank and



图 5 雄村矿区容矿火山岩 Isr-206 Pb/204 Pb 图(a)和143 Nd/144 Nd-87 Sr/86 Sr 图(b)

Fig. 5 I_{sr}-²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb diagram (a) and ¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd-⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr diagram (b) of ore- hosting volcanic rocks in Xiongcun deposit I 一太古代下地壳混合线; II 一元古代下地壳混合线; ◇一矿区内英斑安岩; ▽一矿区深部花岗闪长斑岩; □一矿区内花岗闪长班岩 I 一Lower crust mixing line of Archean era; II —Lower crust mixing line of proterozoic era; ◇—Dacite porphyry in orefield; ▽—granodiorite in the depth of orefield; □—granodiorite in orefield

Langmuir, 1998),表明古印度洋壳在早侏罗世(195 Ma)向欧亚大陆之下俯冲时也将一部分沉积物带到 了深部地幔中。



图 6 雄村矿区容矿火山岩 Ba/La-Th/La 图 Fig. 6 Ba/La-Th/La diagram of ore- hosting volcanic rocks in Xiongcun deposit

3.3 容矿火山岩对铜金矿成矿的贡献

关于雄村铜金矿床的成因一直存在较大争论, 包括斑岩型、浅成低温热液型及海底喷流沉积型等。 然而随着最近几年来成岩成矿年龄的获得和一些同 位素、流体包裹体资料的积累(徐文艺等,2005, 2006;曲晓明等,2007),我们还是能够对该矿床的成 因做出一些推断。雄村矿床的最大成矿特点是受 NWW 向断裂破碎带控制, 矿床的主体由绢英型矿 石构成,矿石以网脉状和细脉浸染状构造为特点。 笔者用与黄铜矿、黄铁矿共生的绢云母测得³⁹ Ar/ ⁴⁰Ar成矿年龄为 38.11Ma(图 7), 与矿区容矿火山 岩和花岗闪长斑岩脉(195~175Ma)存在巨大的时 间间隔,这就排除了该矿床属斑岩型和海底喷流沉 积型的可能性。同时,矿床的蚀变类型和矿石矿物 组合也不具备浅成低温热液矿床的特点(徐文艺等, 2005)。矿床流体包裹体的 H、O 同位素组成显示 成矿流体具有岩浆水与大气降水混合的特点(徐文 艺等,2005),表明矿体北东侧的始新世花岗岩(年龄 为46.6Ma,谢通门幅1:20万区域地质调查报告, 1996)可能对成矿提供了流体和热的贡献。矿石中 的硫化物与容矿火山岩具有一致的 S、Pb 同位素组 成(洞嘎矿区资料,曲晓明等,2002),指示着成矿元 素可能来自旦狮庭组容矿火山岩。控制矿床分布的 NWW 向断裂破碎带能够为成矿流体的循环提供有 利的通道,从而促进成矿物质不断从容矿火山岩中



Fig. 7 ³⁹ Ar/⁴⁰ Ar plateau age of sericite associated with chalcopyrite in Xiongcun deposit

活化迁移出来。这些因素共同促成了雄村特大型铜 金矿床的形成。从这些成矿特征看,该矿床与胶东 焦家式金矿具有很大的相似性。因此,笔者认为该 矿床应属于破碎带蚀变岩型铜金矿床。

4 结论

(1)西藏冈底斯铜矿带雄村特大型铜金矿床的 容矿火山岩是燕山早期(195Ma)由雅鲁藏布江洋壳 向北向欧亚大陆之下俯冲形成的岛弧型火山岩,它 们与藏北的班公湖—怒江洋盆的俯冲消减时间— 致,都是印度大陆向北快速漂移挤压的结果。

(2) 雄村矿床容矿火山岩的岩浆源区具 EM1 型地幔原始富集特征,同时,在岩浆源区有俯冲沉积 物参与部分熔融。

(3)根据雄村铜金矿床的成矿时代(38.11Ma) 和矿化特征,笔者认为矿区内旦狮庭组容矿火山岩 对成矿的贡献在于作为矿源层为矿床提供了成矿物 质;矿体 NE 侧的始新世花岗岩(46.6Ma)为成矿提 供了部分流体和热动力;NNW 向断裂破碎带为矿 床提供了有利的流体循环空间。这些因素共同决定 了雄村特大型铜金矿床具有与胶东"焦家式"金矿相 似的成矿条件,因此,该矿床的成因类型也应该为破 碎带蚀变岩型。

参考文献

曲晓明,辛洪波,徐文艺.2007.三个锆石 U-Pb SHRIMP 年龄对雄

971

村特大型铜金矿床容矿火山岩时代的重新厘定. 矿床地质 (2007,出版中).

- 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 峰,谢玉玲,曾普胜,秦克章,许继峰,曲晓明,杨志明,杨竹森,费 彩红,孟祥金,李振清.2006.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.
- 曲晓明,侯增谦. 2002. 冈底斯斑岩铜矿带 S、Pb 同位素特征:对成 矿物质来源和造山带物质循环的指示. 地质通报, 21(11):768 ~776.
- 曲晓明,侯增谦,黄卫.2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带:西藏的第二 条玉龙铜矿带? 矿床地质,20(4):355~366.
- 徐文艺,曲晓明,侯增谦,陈伟十.2005.西藏冈底斯中段雄村铜金 矿床流体包裹体研究.岩石矿物学杂志,24(4):301~310.
- 徐文艺,曲晓明,侯增谦,等. 2006. 西藏冈底斯中段雄村铜金矿床 流体包裹体研究. 矿床地质, 25(3):243~251
- 徐文艺,曲晓明,侯增谦,等. 2006. 西藏雄村大型铜金矿床特征、成 因和动力学背景. 地质学报,80(9):1392~1046
- Ding Lin, Kapp P, Zhong Dalai, Deng Wanming. 2003. Cenozoic volconism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to

continental subduction. J. Petrology, 44(10): 1833 ${\sim}1865.$

- Doe B R, Zartman R E. 1979. Plumbotectonics 1, the Phanerozoic. In Barnes H L, ed., geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd Ed., Holt, Rinehart and Winston, New York. 22~70.
- Kapp P, Murphy M A, Yin A, Harrison T M, Ding L, Guo J R. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. Tectonics, 22 (4): 3-1~3 -23.
- Hou Zengqian, Gao Yongfeng, Qu Xiaoming, et al. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in South Tibet. Earth Planet. Sci. Lett., 220: 139~ 155.
- Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sedment and its consequences for crust and mantle. Chemical Geology, 145: 325~394.
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian, Li Youguo. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau. Lithos, 74: 131~148.

Petrogenesis of the Ore-Hosting Volcanic Rocks and Their Contribution to Mineralization in Xiongcun Superlarge Cu-Au Deposit, Tibet

QU Xiaoming, XIN Hongbo, XU Wenyi

Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing, 100037

Abstract

Petrological, geochemical and Nd, Sr, Pb isotopic studies indicate that the ore-hosting volcanic rocks of Xiongcun supperlarge copper-gold deposit in the Gangdese copper belt, Tibet belong to dacite porphyry with ultro-shallow emplacement. Their SiO₂ contents vary in a narrow range of 61. 97% to 64. 31% and Na₂ O is high relative to low K₂ O with a mean Na₂O/K₂O ratio of 5. 25. Geochemically they are notably rich in large-ion incompatibale elements (LILE) Rb, Ba, K, Sr, Pb. Meanwhile their high field strength elements (HFSE) are in depletion state. Sr and Nd isotopic compositons yield a small variation range (⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr=0. 705154~0. 708267, I_{Sr}=0. 704299~0. 705357;¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd=0. 51273~0. 512931). Further study indicates that they were arc volcanics originated from subduction of Yalozangpo oceanic crust beneath the Euroasian continent. The magma source had EM1-type primary mantle richment, and some subducted sediments were involved in partial melting of the mantle source. Based on the ore-forming age and mineralization characteristics of the deposit, the paper points out that the genetic type of the deposit is the same as that of the Jiaojia-type gold deposit of Shandong and belongs to fracture-controlled altered rock type.

Key words: petrogenesis; ore-hosting volcanic rocks; Xiongcun Cu-Au deposit; Gangdese copper belt; Tibet