

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

西藏驱龙斑岩铜矿 S、Pb 同位素组成:对含矿斑岩与成矿物质来源的指示

孟祥金¹⁾, 侯增谦²⁾, 李振清¹⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

内容提要: 驱龙铜矿是西藏陆陆碰撞造山带冈底斯斑岩铜矿带内代表性矿床之一。本文对其含矿斑岩和矿石矿物进行了 S、Pb 同位素组成分析。驱龙矿床含矿斑岩与矿石矿物的硫同位素组成比较一致, 含矿斑岩 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $-2.1\text{‰} \sim -1.1\text{‰}$, 黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $-6.3\text{‰} \sim -1.0\text{‰}$, 均值 -2.76‰ ; 硬石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $+12.5\text{‰} \sim +14.4\text{‰}$, 平均 $+13.4\text{‰}$ 。成矿热液中的硫同位素基本达到了平衡, 显示出岩浆硫组成特点。含矿斑岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 范围为 $18.5104 \sim 18.6083$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 $15.5946 \sim 15.7329$ 之间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $38.6821 \sim 39.1531$ 之间; 矿石矿物黄铜矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 $18.4426 \sim 18.5909$ 、 $15.5762 \sim 15.6145$ 、 $38.5569 \sim 38.8568$ 。含矿斑岩与矿石矿物的铅同位素组成比较一致, 它们的变化幅度较小, 应具有相同的起源与演化历史。无论是岩石铅还是矿石铅, 在铅构造模式图上均位于造山带铅演化曲线上。驱龙矿床硫、铅同位素数据暗示, 成矿物质主要来自深源岩浆, 含矿斑岩起源于西藏造山带加厚的下地壳熔融, 具有幔源成分的混染。

关键词: S 同位素; Pb 同位素; 斑岩铜矿; 驱龙; 西藏造山带

在斑岩铜矿概念提出以来的100多年里, 对其研究已经非常深入 (Mitchell et al., 1972; 宁奇生等, 1979; 芮宗瑶等, 1984; Titley et al., 1989; Solomon, 1990)。从分布上看, 世界上斑岩铜矿床多出于大陆边缘环境。基于对岛弧带和陆缘弧带斑岩铜矿的研究, 提出了较为成熟的斑岩成矿理论与经典的斑岩成矿模式 (Lowell et al., 1970; Sillitoe, 1972; Skewes et al., 1995; Kay et al., 1999)。然而, 在陆陆碰撞造山环境同样可以形成规模巨大的斑岩铜矿, 如印度—亚洲陆陆碰撞造山带的冈底斯斑岩铜矿带 (侯增谦等, 2001), 但对大陆碰撞造山带环境的斑岩铜矿研究相对较少。近年来随着国家对西部地质工作投入的加大, 对西藏冈底斯成矿带内斑岩矿床的勘查与研究工作也逐渐深入, 在斑岩矿床成矿学等方面进行了不同程度的研究, 对其成矿作用有了较多的新的认识 (曲晓明等, 2002; 侯增谦等, 2003a; 侯增谦, 2004)。但由于目前冈底斯成矿带总体工作程度不深, 部分矿床的成因尚存在异义 [如甲马矿床 (姚鹏等, 2002)] 或成因尚不明了 (如洞嘎矿床)。驱龙铜矿是西藏陆陆碰撞造山带内具有代表性的斑岩铜矿床之一 (郑有业等, 2004), 且工作程度

相对较高。因此, 本文选择有典型意义的驱龙铜矿床, 对其 S、Pb 同位素组成进行研究分析, 并与区域上的斑岩铜矿床进行对比, 以初步探讨陆陆碰撞造山带环境斑岩铜矿成矿物质来源及其成矿环境。

1 地质背景

冈底斯斑岩铜矿带位于西藏陆陆碰撞造山带拉萨地体南缘冈底斯火山—岩浆弧内, 平行于雅鲁藏布缝合带展布。冈底斯弧花岗岩带由白垩纪新特提斯洋向北俯冲形成, 其岩浆活动有两个高峰时期, 即 $55 \sim 45 \text{ Ma}$ 和 $30 \sim 24 \text{ Ma}$ (Schärer et al., 1984), 它们分别与印度—亚洲大规模碰撞和冈底斯逆冲断裂活动时间相对应 (Yin et al., 2000)。13.5~14 Ma 以来该地区发生东西向伸展作用 (Bllsnluk et al., 2001), 形成了横切拉萨地体的南北向正断层系 (地堑、裂谷), 引发了南北向排列的超钾质脉岩侵位和熔岩的喷发, 它们活动的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄分别为 $13 \sim 18 \text{ Ma}$ (Williams et al., 2001) 和 $12 \sim 25 \text{ Ma}$ (Coulon et al., 1986; Turner et al., 1993; Miller et al., 1999)。在藏南中新世碰撞后有大面积的钾质岩浆活动。与此同时, 含矿斑岩体侵位于冈底斯花岗岩基

注: 本文为国家重点基础研究发展规划“973”项目“印度—亚洲大陆主碰撞带成矿作用” (编号 2002CB412610) 资助成果。

收稿日期: 2005-09-19; 改回日期: 2006-01-04; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 孟祥金, 男, 1966年生, 副研究员。从事金属矿床成矿作用研究。通讯地址: 100037, 中国地质科学院矿产资源研究所。

以及三叠纪—白垩纪地层中,构成了一条长350 km、宽30~50 km 东西向展布的斑岩铜矿带(图1)。

含铜斑岩体形成于17~12 Ma 之间,其侵位高峰期为 15 ± 1 Ma (侯增谦等,2003b)。

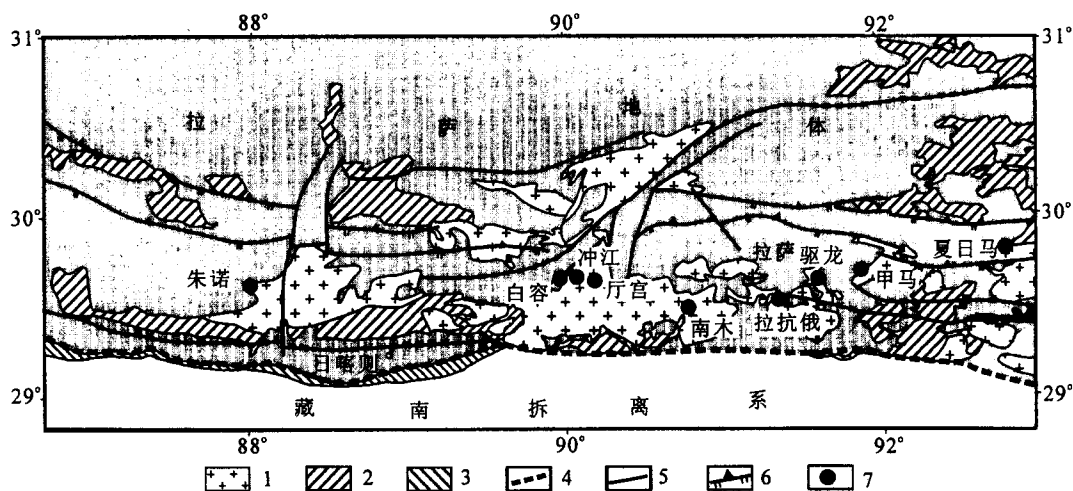


图1 西藏冈底斯斑岩铜矿分布略图(据中国地质调查局1:50万数字化地图修编)

Fig. 1 Sketch map showing the distribution of the porphyry copper deposits in the Gangdese belt, Tibet (modified after 1:500000 digitalized geological map by China Geological Survey)

1—喜马拉雅期花岗岩;2—燕山期花岗岩;3—蛇绿岩;4—缝合带;5—断层;6—逆冲断裂;7—斑岩铜矿床

1—Himalayan period granite; 2—Yanshan period granite; 3—ophiolite; 4—suture zone; 5—fault; 6—thrust fault; 7—porphyry copper deposit

7—porphyry copper deposit

2 矿床地质特征

驱龙铜矿位于冈底斯构造—岩浆弧东段(图1)。矿区出露中侏罗统叶巴组和古近系林子宗组地层(图2)。叶巴组为中酸性熔岩及火山碎屑岩夹结晶灰岩、绢云母石英片岩。林子宗组不整合于叶巴组之上,由灰绿色英安岩、安山玢岩和流纹斑岩等组成。矿区岩浆岩比较发育,含矿斑岩呈复式岩体侵位于叶巴组火山岩内,呈岩株状产出,岩性为黑云母花岗斑岩和二长花岗斑岩。二长花岗斑岩,具斑状结构,块状构造。斑晶由钾长石、斜长石、石英组成,斑晶含量15%~50%不等。基质为显微晶—隐晶质,主要为长英质矿物。副矿物有磷灰石、榍石、磁铁矿、金红石、锆石等。黑云母花岗斑岩,块状构造。岩石结构具有斑状到不等粒状的变化。斑晶主要为斜长石、钾长石与石英,少量的黑云母。基质具微晶结构,主要矿物为钾长石、石英等。副矿物为榍石、锆石、磷灰石等。二长花岗斑岩的锆石 SHRIMP 年龄为 17.58 ± 0.74 Ma (芮宗瑶等,2003),与矿石矿物辉钼矿 Re-Os 等时线年龄 16.41 ± 0.48 Ma (孟祥金等,2003)基本一致,斑岩成岩与矿化同时发生在中新世。

地表矿化呈面状分布,矿体多为椭圆形,矿化深

度大于500 m。斑岩体内发育以黄铜矿、黄铁矿为主的典型的细脉浸染状矿化,形成浸染状、细脉浸染状矿石。矿石矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿及少量的方铅矿、闪锌矿、孔雀石、蓝铜矿、辉铜矿。主要非金属矿物为斜长石、钾长石、石英、黑云母、硬石膏、方解石和石膏等。硬石膏在驱龙矿区比较发育,多呈角砾状产出,并伴有黄铜矿化与黄铁矿化。矿石以浸染状、细脉浸染状构造为主。

驱龙铜矿主要矿化蚀变为钾长石化、黑云母化、硅化、绢云母化,局部见粘土化。具有典型的斑岩面型蚀变特征且具有分带性,根据蚀变矿物组合特征,从斑岩体内往外,大致可划分为钾硅酸岩化带、高岭土化(泥化)带、石英—绢云母化带、青磐岩化带(孟祥金等,2004)。驱龙矿床矿化体多位于钾硅酸岩化蚀变带内。

3 S、Pb 同位素

3.1 S、Pb 同位素分析方法

岩石及金属硫化物的 S 同位素样品分析由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室完成。全岩样品和硬石膏矿物先经碳酸盐—氧化锌半熔法提纯为纯净的 BaSO_4 ,再用 V_2O_5 氧化法制备 SO_2 测试样品。

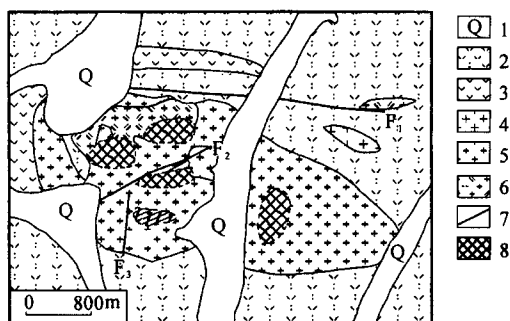


图2 驱龙铜矿地质略图

(据西藏地质调查院, 2003^①, 修改)

Fig. 2 Geological sketch map of Qulong porphyry copper deposit (modified after Xizang Geological Survey, 2003^①)

1—第四系; 2—凝灰岩; 3—安山岩—英安岩; 4—闪长岩; 5—黑云母花岗岩斑岩; 6—二长花岗岩斑岩; 7—断裂; 8—矿体

1—Quaternary; 2—tuff; 3—andesite-dacite; 4—diorite; 5—biotite granite porphyry; 6—monozogranite porphyry; 7—fault; 8—copper orebody

金属硫化物以 Cu_2O 作氧化剂制备测试样品。用 MAT-251 质谱仪测定, 采用 VCDT 国际标准, 分析精度好于 $\pm 0.2\%$ 。

Pb 同位素组成测试在中国地质科学院地质研究所同位素室进行。全岩样品用 HNO_3 和 HF 溶解后过阴离子交换树脂提取 Pb, 蒸干后用磷酸提取样品, 单铋带硅胶做发射剂质谱测试, 使用热离子质谱计 MAT261, 测定时将其置于法拉多接收状态。同位素分馏优于 1% , NBS981 度在万分之一。

3.2 S 同位素组成

对驱龙矿区的含矿斑岩和黄铜矿、硬石膏矿物分别进行了硫同位素测定(表1)。驱龙矿床3件含矿斑岩样品硫同位素组成比较一致, $\delta^{34}\text{S}$ 为 -2.1% ~ -1.1% , 与区域上含矿斑岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 一致(表1)。区域上含矿岩石 $\delta^{34}\text{S}$ 范围为 -3.8% ~ $+6.7\%$, 平均值为 -0.115% , 具有典型的岩浆硫组成特点 ($\delta^{34}\text{S}=0\%$)。

驱龙矿床黄铜矿与硬石膏矿物的硫同位素组成比较均一, 变化比较小(表1)。黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -6.3% ~ -1.0% , 均值 -2.76% , 与区域上斑岩铜矿床金属硫化物的硫同位素组成相同(表1)。冈底斯带斑岩铜矿床金属矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 -6.3% ~ $+1.8\%$, 多数在 -3% ~ $+1\%$ 之间(表1), 平均值为 -1.248% , 非常接近于含矿斑岩硫组成。硬石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $+12.5\%$ ~ $+14.4\%$, 平均

表1 西藏冈底斯斑岩铜矿床含矿斑岩与矿石矿物硫同位素组成

Table 1 S isotope compositions for the bearing-copper porphyry rocks and sulfide minerals from the Gangdese porphyry copper deposits in Tibet

矿床	样号	岩石/矿物	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	矿床	样号	岩石/矿物	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
驱龙	QK02	二长花岗岩斑岩	-1.1	冲江	CZ30	二长花岗岩斑岩	6.6
	QK12	二长花岗岩斑岩	-1.6		CZ56	花岗斑岩	1.2
	QK19	二长花岗岩斑岩	-2.1		CJ-02 ^①	花岗闪长斑岩	-3.8
	QK24	黄铜矿	-1.5		CJ-09 ^①	花岗闪长斑岩	-0.6
	QK31	黄铜矿	-2.7		CJ-20 ^①	花岗闪长斑岩	-0.4
	QK38	黄铜矿	-1.0		CJ-22 ^①	花岗闪长斑岩	-1.9
	QK39	黄铜矿	-2.3		CJ-03 ^①	黄铁矿	0.9
	QK49	黄铜矿	-6.3		CJ-11 ^①	黄铁矿	-1.6
	O2-9	硬石膏	14.1		CJ-23 ^①	黄铁矿	-1.9
	O2-10	硬石膏	14.4	南木	NMY-01 ^①	二长花岗岩斑岩	-0.4
冲江	QK34	硬石膏	12.5		PI-18 ^①	二长花岗岩斑岩	0.8
	QK36	硬石膏	12.6		PI-28 ^①	二长花岗岩斑岩	-0.6
	CZ15	黄铜矿	-5.1		NMY-02 ^①	黄铁矿	-0.8
	CZ28	黄铜矿	-0.1		NMY-05 ^①	黄铁矿	-1.4
	CZ49	黄铜矿	-1.8		NMY-07 ^①	辉钼矿	0.9
	CZ49-1	黄铜矿	-0.6		NMY-10 ^①	辉钼矿	1.2
	CK10	闪长玢岩	1.5		NMY-11 ^①	黄铁矿	0.0
	CZ26	二长花岗岩斑岩	6.7				

注: ①资料来源曲晓明等, 2002; 其余为本文, 样品由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室测定。

+13.4‰。李光明等^②获得驱龙矿床中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 范围为 -0.8% ~ $+0.9\%$, 平均 $+0.06\%$, 闪锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -2.2% 。总体上 $\delta^{34}\text{S}$ 在矿物中的分布服从下列顺序: 硬石膏 > 闪锌矿 > 黄铁矿 > 黄铜矿。这种 $\delta^{34}\text{S}$ 在矿物中的含量大小顺序与硫化物结晶时的 $\delta^{34}\text{S}$ 富集顺序一致, 说明在驱龙矿床成矿流体中硫化物间和硫化物—硫酸盐间的硫同位素基本上达到了平衡。

3.3 铅同位素组成

对驱龙铜矿含矿二长花岗岩斑岩及黄铜矿进行了铅同位素组成测定, 结果见表2。从表2中可以看出, 含矿斑岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 范围为 $18.5104 \sim 18.6083$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 $15.5946 \sim 15.7329$ 之间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 $38.6821 \sim 39.1531$ 之间; 黄铜矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 $18.4426 \sim 18.5909$ 、 $15.5762 \sim 15.6145$ 、 $38.5569 \sim 38.8568$ 。驱龙矿区含矿斑岩铅同位素组成有一定变化, 而黄铜矿的铅同位素组成比较一致且变化较小。

4 讨论

驱龙矿床的硫同位素资料显示其组成相当均

表2 驱龙铜矿含矿斑岩与矿石矿物铅同位素组成

Table 2 Pb isotopic data for monzogranite porphyry rocks and chalcopyrite from Qulong deposit

样号	岩石/矿物	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$t(\text{Ma})$	μ	W	Th/U
QK02	二长花岗斑岩	18.5104 ± 0.0049	15.6133 ± 0.0039	38.7415 ± 0.0010	113	9.712	38.468	3.833
QK12	二长花岗斑岩	18.6083 ± 0.0016	15.7329 ± 0.0011	39.1531 ± 0.0028	286	10.215	42.452	4.022
QK19	二长花岗斑岩	18.5210 ± 0.0049	15.5946 ± 0.0061	38.6821 ± 0.0029	66	9.633	37.710	3.788
QK24	黄铜矿	18.5415 ± 0.0009	15.5984 ± 0.0009	38.7452 ± 0.0016	56	9.640	37.934	3.808
QK31	黄铜矿	18.4932 ± 0.0008	15.5771 ± 0.0007	38.6470 ± 0.0018	48	9.561	37.364	3.782
QK38	黄铜矿	18.5373 ± 0.0011	15.6145 ± 0.0011	38.7827 ± 0.0025	97	9.715	38.521	3.837
QK39	黄铜矿	18.5909 ± 0.0004	15.6047 ± 0.0007	38.8568 ± 0.0027	34	9.661	38.288	3.835
QK49	黄铜矿	18.4426 ± 0.0005	15.5762 ± 0.0004	38.5569 ± 0.0025	84	9.566	37.246	3.768

注: t 、 μ 、 W 和 Th/U 据 Stacey et al. (1975) 法求得。样品由中国地质科学院地质研究所同位素室测定。

一,但由于硫同位素组成受温度、氧逸度、pH 和离子强度及热液中 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 等多种因素制约,在某些条件下,矿石矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 并不能反映成矿流体的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 组成。驱龙铜矿中硫化物共生组合比较简单。同时,从上述矿床硫化物中硫同位素组成看,硫化物间达到硫同位素平衡。因此这里可以根据硫同位素分馏平衡估计热液体系中的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 。

驱龙矿床中黄铜矿普遍与黄铁矿共生,利用黄铁矿—黄铜矿矿物对估算热液的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 值为 -0.809‰ ,与含矿斑岩 $\delta^{34}\text{S}$ 组成 ($\delta^{34}\text{S}$ 平均值 -0.115‰) 十分接近,也在硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 的组成范围内。驱龙矿床发育的硬石膏呈团块状、角砾状和脉状产出,与之共生的硫化物主要为黄铜矿。用硬石膏—黄铜矿对估算的流体 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 值为 $+4.4314\text{‰}$ 。Zheng(1991)对智利 El Teniente 斑岩铜矿床硬石膏—黄铜矿对的硫同位素研究表明,斑岩铜矿中硬石膏高 $\delta^{34}\text{S}$ 值并不代表流体的混合作用,而是岩浆封闭体系下高温热液冷却过程中同位素热力学交换的结果。驱龙矿床硬石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 与世界上斑岩铜矿硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (Ohmoto et al., 1979) 一致,与矿床中黄铜矿等硫化物的硫达到了平衡,其来源仍是斑岩岩浆体系。

资料表明,超镁铁质岩 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 $+1.2\text{‰}$ ($+7.3\text{‰} \sim -1.3\text{‰}$),基性岩 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 $+2.7\text{‰}$ ($+7.6\text{‰} \sim +5.7\text{‰}$),石陨石 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 $+2.6\text{‰} \sim -5.6\text{‰}$ 之间 (丛柏林, 1979)。因此,可以推测,驱龙铜矿乃至冈底斯矿带斑岩铜矿床硫同位素主要来自上地幔或下地壳的深源岩浆,具有相对均一的硫源,基本没有受到陆壳沉积物源硫的混染。

矿床中含矿斑岩与矿石矿物铅同位素组成十分相近,暗示它们具有相同的演化历史或起源,指明成矿物质直接来源于含矿斑岩岩浆。由单阶段铅演化模式 Stacey 等 (1975) 法计算的模式年龄,含矿斑岩

为 $66 \sim 286 \text{ Ma}$,硫化物为 $34 \sim 97 \text{ Ma}$ (表2),明显大于含矿斑岩形成年龄 17.58 Ma (芮宗瑶等, 2003) 和成矿年龄 16.41 Ma (孟祥金等, 2003),反映了含矿斑岩的岩石铅与矿石铅并非单阶段正常铅,而是混合铅,有放射性成因铅的加入。同时,从表2中由单阶段铅演化模式计算的参数 (μ 、 W 、Th/U) 看,不同样品的 μ 、 W 、Th/U 模式值均有一定的变化,也说明其来源并不单一,无论是含矿斑岩还是黄铜矿,它们的铅同位素均具有非单一阶段的演化或具有多来源,可能存在有不同的源区或在演化过程中有不同源区物质的混入。

铅大地构造模式图 (图3a、b) 显示,驱龙矿床含矿斑岩的铅组成与冈底斯带其他斑岩铜矿床相似,基本沿造山带铅演化线分布。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上 (图3a、b) 其分布形态均呈陡立的线状,显示出由地幔铅向造山带铅演化的趋势,揭示出冈底斯含矿斑岩具有幔源组分与地壳成分的混合特征。在图3c 上,含矿斑岩岩石铅同位素组成位于地球等时线右侧,处于 MORB 与 EM II 之间的下部大陆铅分布区,少数在 MORB 内。斑岩铅呈陡立的直线从 MORB 内向 EM II 延伸,也暗示斑岩岩浆形成过程中有幔源岩浆与地壳物质的交换。这种含矿斑岩的岩浆混合特征与岩石微量元素及 Sr、Nd 同位素组成所指示的特征完全一致 (侯增谦等, 2005)。同时,已有的含矿斑岩的岩石化学数据与 Sr、Nd、Pb 同位素资料表明,冈底斯含矿斑岩起源于青藏高原加厚的下地壳部分熔融,同时有部分地幔物质的交代 (Hou et al., 2004)。由于驱龙矿床与冈底斯带其他斑岩矿床具有一致的矿化特征、岩石地球化学特征 (侯增谦等, 2005) 以及铅同位素组成 (曲晓明等, 2002), 因此可以推断,驱龙含矿斑岩也起源于西藏造山带加厚的下地壳熔融,并具有幔源成分的混染。同时,由于驱龙矿床矿石铅与含矿

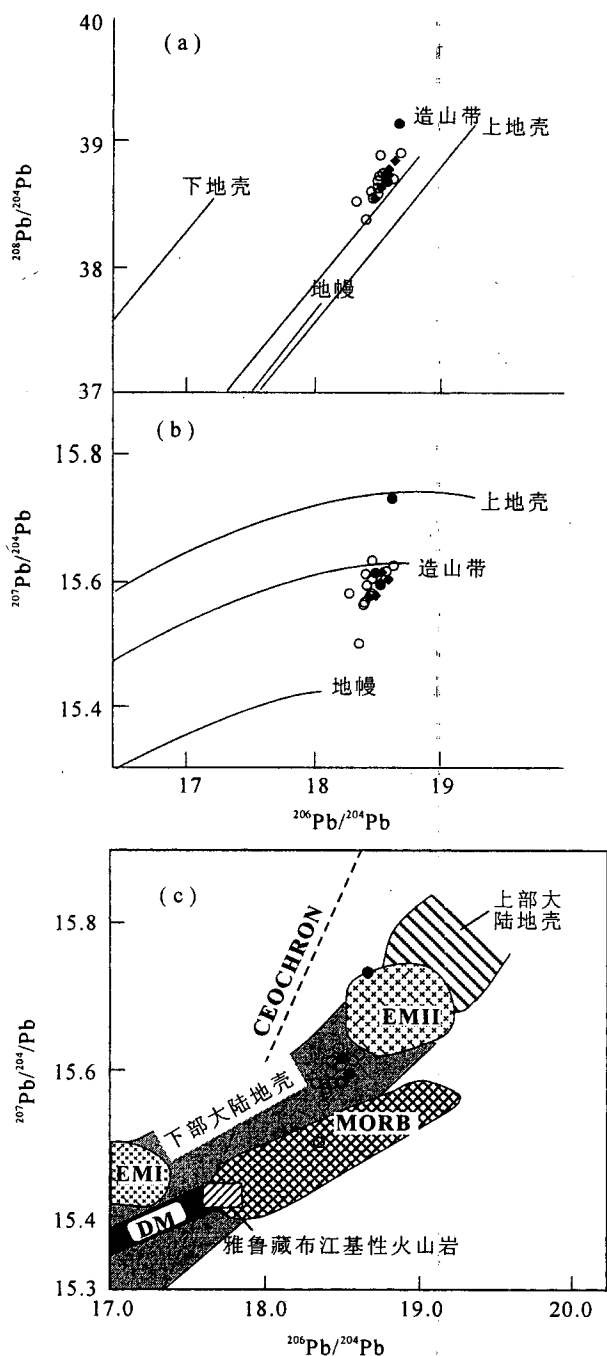


图3 冈底斯带含矿斑岩和矿石硫化物铅同位素构造模式图

Fig. 3 Plumbotectonic framework diagrams of ore-bearing porphyry and ore sulfides in the Gangdise belt

(a)、(b)一原图据 Zartman 等, 1981; (c)一原图据 Hugh, 1993; ◆—驱龙黄铜矿; ●—驱龙含矿斑岩; ○—冈底斯含矿斑岩; DM—亏损地幔; EM I, EM II—富集地幔; MORB—大洋中脊玄武岩; 雅鲁藏布江基性火山岩数据来自 Mahoney 等 (1998)

(a) and (b)—After Zartman et al., 1981; (c)—after Hugh, 1993; ◆—chalcopyrite in Qulong deposit; ●—ore-bearing porphyry in Qulong deposit; ○—ore-bearing porphyry in Gangdise belt; DM—depletion mantle; EM I and EM II—enrichment mantle; MORB—mid-ocean ridge basalt; date of Yarlung-Zangbo basic volcanic from Mahoney et al. (1998)

斑岩铅同位素组成具有一致性, 驱龙铜矿的成矿物质也来自于下地壳, 并有地幔物质加入。

5 结论

(1) 驱龙矿床矿石矿物与含矿斑岩的硫同位素组成比较一致, 显示出岩浆硫组成特点, 硫主要来自上地幔或下地壳的深源岩浆, 具有相对均一的硫源, 基本没有受到陆壳沉积物源硫的混染。

(2) 矿床中金属硫化物与含矿斑岩具有一致的同位素组成, 以富集放射性成因铅为特征, 它们具有相同的起源与演化历史。含矿斑岩具有幔源组分与地壳成分的混合特征, 起源于西藏造山带加厚的下地壳熔融, 具有幔源成分的混染。成矿物质也直接来源于深源岩浆。

致谢: 研究工作得到西藏地质调查院黄卫总工程师、郑有业教授、李国梁高级工程师、潘凤维高级工程师、张华平高级工程师、冯南平工程师等的大力支持和帮助, 在此表示衷心感谢!

注 释

- ① 西藏地质调查院. 2003. 西藏雅鲁藏布江成矿区东段铜多金属矿评价.
- ② 李光明, 等. 2003. 西藏一江两河地区成矿规律与找矿方向综合研究报告.

参 考 文 献

- 丛柏林. 1979. 岩浆活动与火成岩组合. 北京: 地质出版社, 355.
- 侯增谦, 曲晓明, 黄卫, 等. 2001. 冈底斯斑岩铜矿带有望成为西藏第二条玉龙铜矿带. 中国地质, 28(1): 27~40.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 2003a. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例. 矿床地质, 22(1): 1~12.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 2003b. 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. 中国科学(D辑), 33: 609~618.
- 侯增谦. 2004. 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床: 新认识与新进展. 地学前缘, 11(1): 131~144.
- 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 等. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部约束过程. 矿床地质, 24(2): 108~121.
- 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 等. 2003. 西藏冈底斯成矿带驱龙铜矿 Re-Os 年龄及成矿学意义. 地质论评, 49(6): 660~666.
- 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 等. 2004. 碰撞造山带斑岩铜矿蚀变分带模式: 以西藏冈底斯斑岩铜矿为例. 地学前缘, 11(1): 201~214.
- 宁奇生, 李永森. 1979. 中国斑岩铜(钼)矿的主要特征及分布规律. 地质论评, 25(2): 36~46.
- 曲晓明, 侯增谦, 李佑国. 2002. S、Pb 同位素对冈底斯斑岩铜矿带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.
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地

- 质出版社, 1~350.
- 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 等. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代与青藏高原隆升. *矿床地质*, 22(3): 217~225.
- 姚鹏, 郑明华, 彭勇民, 等. 2002. 西藏冈底斯岛弧带甲马铜多金属矿床成矿物质来源及成因研究. *地质论评*, 48(5): 468~479.
- 郑有业, 薛迎喜, 程力军, 等. 2004. 西藏驱龙超大型斑岩铜(铅)矿床: 发现、特征及意义. *地球科学*, 29(1): 103~108.
- Bllsnluk P M, Hacker B, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. *Nature*, 412: 628~632.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C, et al. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet; $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 281~302.
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, et al. 2003a. Adakite: A possible host rock for porphyry copper deposits—A case study of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in northern Chile. *Mineral Deposits*, 22(1): 1~12 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, et al. 2003b. Re-Os Age for Molybdenites from the Gangdise porphyry copper belt on Tibetan plateau; Implication for geodynamic setting and duration of the Cu mineralization. *Science in China (D)*, 33(1): 509~516 (in Chinese).
- Hou Z Q. 2004. Porphyry Cu-Mo-Au deposits; some new insights and advances. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 131~144 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in South Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 220: 139~155.
- Hou Z Q, Meng X J, Qu X M, et al. 2005. Copper ore potential of adakitic intrusives in Gangdise porphyry copper belt; constraints from rock phase and deep melting process. *Mineral Deposits*, 24(2): 108~121 (in Chinese with English abstract).
- Hugh R R. 1993. Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation. London: Longman Scientific Technical Limited.
- Kay S M, Mpodozis C, Coira B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of central Andes (220 to 330 S Latitude). In: Skinner B J, ed. *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geologists Special Publication 7, 27~59.
- Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, 65: 373~408.
- Mahoney J J, Frei R, Tejada M L G, et al. 1998. Tracing the Indian ocean mantle domain through time; Isotopic results from old west Indian, east Tethyan and south Pacific seafloor. *J. Petrol.*, 39: 1285~1306.
- Meng X J, Hou Z Q, Gao Y F, et al. 2003. Re-Os dating for molybdenite from Qulong porphyry copper deposit in Gangdise metallogenic belt, Xizang and its metallogenic significance. *Geological Review*, 49(6): 660~666 (in Chinese with English abstract).
- Meng X J, Hou Z Q, Gao Y F, et al. 2004. The alteration zoning model of porphyry copper deposit in collisional orogen; case studies of porphyry copper deposits in gangdise belt, Xizang (Tibet). *Earth Science Frontiers*, 11(1): 201~214 (in Chinese with English abstract).
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, et al. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet; Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrol.*, 40: 1399~1424.
- Mitchell A H G, Garson M S. 1972. Relationship of porphyry copper and circum-pacific deposits to paleo-Benioff zones. *Inst. Min. Metall. Trans.*, 81: 810~825.
- Ohmoto H, Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York: Wiley, 509~567.
- Qu X M, Hou Z Q, Li Y G. 2002. Implications of S and Pb isotopic compositions of the Gangdise porphyry copper belt for the ore-forming material source and material recycling within the orogenic belt. *Geological Bulletin of China*, 21(11): 768~776 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China. Beijing: Geological Publishing House, 1~350 (in Chinese).
- Rui Z Y, Hou Z Q, Qu X M, et al. 2003. Metallogenic epoch of gangdise porphyry copper belt and uplift of Qinghai-Tibetan Plateau. *Mineral Deposit*, 22(3): 217~225 (in Chinese with English abstract).
- Schärer U, Xu R H, Allégre C J. 1984. U-Pb geochronology of the Gangdise (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xizang region, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 311~320.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 67: 184~197.
- Skewes M A, Stern C R. 1995. Genesis of the giant late Miocene to Pliocene copper deposits of central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution. *International Geology Review*, 37(10): 893~909.
- Solomon M. 1990. Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. *Geology*, 18(7): 630~633.
- Stacey J S, Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207~221.
- Titly S R, Beane R E. 1989. Porphyry copper deposits, part I, Geologic setting, petrology and tectonogenesis. *Econ. Geol.* 75th. Anniv., 1: 214~235.
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J Q, et al. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364: 50~54.
- Williams H, Turner S, Kelley S, et al. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension as it's relationship to post-collisional volcanism. *Geology*, 29: 339~342.
- Yao Peng, Zhen Minghua, Peng Yongmin, et al., 2002. Sources of ore-forming materials and the genesis of the Jiama copper and polymetallic deposit in Gangdise island-arc belt, Xizang. *Geological Review*, 48(5): 468~479 (in Chinese with English abstract).
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen; *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Zartman R E, Doe B R. 1981. Plumbotectonic—the model. *Tectonophysics*, 75: 135~162.
- Zheng Y F. 1991. Sulphur isotopic fractionation between sulphate and sulphide in hydrothermal ore deposits; disequilibrium vs equilibrium processes. *Teera Nova*, 3: 510~516.
- Zheng Y Y, Xue Y X, Cheng L J, et al. 2004. Finding, characteristics and significances of Qulong superlarge porphyry

copper (molybdenum) deposit, Tibet. *Earthscience*, 29(1):103~

108 (in Chinese with English abstract).

Sulfur and Lead Isotope Compositions of the Qulong Porphyry Copper Deposit, Tibet: Implications for the Sources of Plutons and Metals in the Deposit

MENG Xiangjin¹⁾, HOU Zengqian²⁾, LI Zhenqing¹⁾

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

2) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

Abstract

The Qulong deposit is one of the representative porphyry copper deposits in the Gangdese metallogenic belt in the Tibetan continental collision orogen. S-and Pb-isotopic data for the bearing-copper porphyries and metals in the Qulong deposit are given in this paper. The S-isotope compositions from porphyries are similar to those from chalcopyrite. The $\delta^{34}\text{S}$ values for the copper-bearing porphyries vary slightly, from -2.1‰ to -1.1‰ , the $\delta^{34}\text{S}$ values for chalcopyrite vary between -6.3‰ and -1.0‰ and the $\delta^{34}\text{S}$ values for anhydrite vary from $+12.5\text{‰}$ to $+14.4\text{‰}$. The sulfur isotope fractionation in the ore fluid almost reaches the equilibrium, showing the typical signature of mantle S. The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios for porphyries vary in ranges of $18.51044\sim 18.6083$, $15.59463\sim 15.7329$ and $38.6821\sim 39.1531$, respectively. The ranges of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios for chalcopyrite are between $18.4426\sim 18.5909$, $15.5762\sim 15.6145$ and $38.5569\sim 38.8568$, respectively. The uniform Pb isotope compositions for the deposit imply that the Pb isotopes may have the same origin and similar developing history. The Pb isotopes are plotted mostly between the mantle and orogenic belt evolution curves in the plumbotectonic framework diagram, which indicates that the lead is mixed with those from the mantle and crust. The sulfur and lead isotopic features of the copper-bearing porphyries and ore minerals from the deposit suggest that ore-forming materials were mainly from magma and the ore-forming porphyry was formed due to complex mechanism involving partial melting of mafic materials in the thickened lower-crust under the Tibetan orogen and the input of enriched mantle components.

Key words: sulfur isotope; lead isotope; porphyry copper deposit; Qulong; Tibetan orogen