

浙江西裘含铜块状硫化物矿床 特征及成矿模式

黄有年

(浙江有色地勘局二大队)

提 要 本文运用地质地球化学方法,从分析矿床勘查的实际资料入手,着重讨论了矿床产出的构造环境,共生岩系,矿化、蚀变以及地球化学晕的分带规律,与火山活动的时空关系,物质来源等具有成因和建模意义的地质特征,并以此为依据提出矿床应属于产在古岛弧演化中期,弧前边缘环境的与海底火山作用有关受破火山口构造直接控制的近源型火山热(气)液交代(沉积)块状硫化物矿床,且可与日本“黑矿”型矿床相类比的类属观点,进而概括出成矿模式。

关键词 西裘铜矿 岛弧环境 矿床分带 成矿模式

西裘铜矿是七十年代初期探明的中型块状硫化物矿床。目前是浙江省最大的铜矿。该类矿床在我国东南部尚属少见。进一步总结其特征,研究其成因、成矿模式,将有助于在其外围及其它地质背景类似地区的普查找矿。

1 成矿地质背景

1.1 矿床产出构造环境

矿床位于江南地背斜北东端南东缘,绍兴—江山深大断裂北东端北西侧。南东侧与华夏褶皱系相邻。郭令智等(1980)^[1]认为江南地背斜为东安—雪峰期古火山岛弧,绍—江断裂为当时俯冲带(图1);兰玉琦、叶瑛(1991)^[2]最近研究认为江南地背斜北东端之南东缘存在一浙皖赣晚元古宙火山岛弧,均说明本矿床处在古岛弧之前区边缘环境,板块敛合的挤压构造背景。

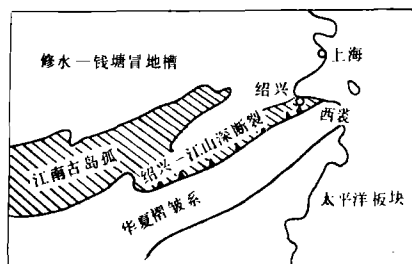


图1 大地构造位置图

Fig. 1 Location Map of geotectonics

从区内矿床共生岩系的地层学,岩石学,稀土等资料的分析中还可认为矿床不仅在横向上产出于古岛弧之前区地壳厚度较薄的边缘环境,而且在纵向上处于岛弧演化中期。成矿直接受破火山口构造控制。

1.2 矿床共生岩石系列

矿床共生岩系为晚元古界双溪坞群中段,属绿片岩相浅变质岛弧型钙碱性中基~中酸性火山(侵入)—沉积岩系。分布于矿区及外围近80km²范围内,出露厚度1300~3000余米。成层性较好,同位素年龄802.3~976.4Ma。据火山喷发间

隙规律,岩石岩相组合特征,分四个火山喷发(侵入)—沉积旋回。代表四次较大的火山活动。从上至下:

- 第四旋回——陆上中基性裂隙式火山喷发。
- 第三旋回——陆(水)中性多孔裂隙式喷发(侵入)沉积。
- 第二旋回——水(陆)中酸性中心式火山喷发(侵入)—沉积。
- 第一旋回——水下酸性中心式火山喷发(侵入)沉积。

表 1 西裘地区双溪坞群岩石化学特征表(wt%)

Table 1 Chemical composition of rocks in Shuangxiwu Group of Xiqiu area

地区	西裘							戴里值			国外典型		
岩石名称	酸性岩	基性岩	中性岩	角斑岩	石英角斑岩	斜长花岗岩	斜长花岗斑岩	玄武岩	英安岩	流纹岩	钠细碧岩	钠角斑岩	石英角斑岩
样品数	1	6	9	2	2	6	4						
SiO ₂	71.44	49.81	62.24	64.04	71.37	63.89	65.45	49.06	65.68	72.77	49.84	64.15	73.59
TiO ₂	0.33	1.17	0.84	0.58	0.30	0.51	0.61	1.36	0.57	0.29	1.49	1.01	0.30
Al ₂ O ₃	13.96	17.04	14.63	14.65	14.26	15.02	15.06	15.70	16.25	13.33	15.84	15.55	13.27
Fe ₂ O ₃	0.79	4.05	2.40	2.16	0.92	3.03	2.53	5.38	2.38	1.40	3.79	2.33	1.26
FeO	2.10	6.40	4.52	3.55	2.54	2.53	2.80	6.37	1.90	1.02	6.14	2.58	1.34
MnO	0.05	0.15	0.10	0.15	0.04	0.11	0.07	0.31	0.06	0.07	0.16	0.04	0.03
MgO	3.00	5.89	3.92	2.69	2.00	2.92	2.00	6.17	1.41	0.38	5.26	1.47	0.87
CaO	0.40	7.71	3.04	2.22	0.6	4.99	3.30	8.95	3.46	1.22	6.56	2.30	1.24
Na ₂ O	3.18	2.65	3.35	6.01	4.5	3.02	4.76	3.11	3.97	3.34	4.50	6.24	5.77
K ₂ O	1.73	0.75	0.98	1.69	1.33	1.09	0.59	1.52	2.67	4.58	0.98	1.39	0.81
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.21	0.10	0.03						0.19	0.18	0.13
H ₂ O ⁺	2.26		2.99		2.09			1.62	1.50		2.96	1.41	1.08
烧失量		4.23		2.28									
合计	99.41	99.85	99.01	100.09	99.98	97.11	97.17						
查氏值	a	8.89	7.34	8.60	15.44	11.16	8.50	11.4			11.2	11.4	13.5
	c	0.44	8.52	3.49	1.95	0.71	6.0	4.1			5	2.8	0.4
	n	74.29	83.5	85.3	84.35	83.91	80.3	92.8			87.0	82.0	91.0
Ox°	0.25	0.35	0.32	0.35	0.25	0.51	0.44						
σ	0.85	1.70	0.97	2.81	1.19	0.81	1.27						
AR	2.04	1.32	1.65	2.68	2.29	1.52	1.82						

Ox° 氧化度 σ 里特曼组合指数 AR 莱特碱度率

它们在空间上依次展布呈喷发不整合接触,按其产状大致构成一个轴向北西,往东南仰起

的宽轴向斜。西裘矿床恰好产于南东仰起端部的第一旋回顶部火山喷发—沉积相中,产状呈近北东走向,往北西倾斜。

火山岩石类型有中基—中酸性熔(斑)岩;中酸—酸性火山碎屑岩,包括集块岩,火山角砾岩,熔结凝灰岩,凝灰岩及它们的过渡岩类,多分布于火山旋回剖面下部或火山中心部位,呈爆发—喷溢相。火山沉积岩有沉凝灰岩,凝灰质砂砾岩,局部夹少量细晶灰岩,鲕状灰岩透镜体,碧玉硅质层,偶见深水藻类化石。多分布于火山旋回剖面上部间隙相或火山边缘部位。侵入相岩石有石英闪长岩、暗色闪长岩,斜长花岗岩,基—酸性脉岩等。侵入(次火山)相有斜长花岗斑岩,石英闪长玢岩等。它们与火山岩在时空上、物质成分上均密切相关,为同源不同方式依次产生的衍生体。

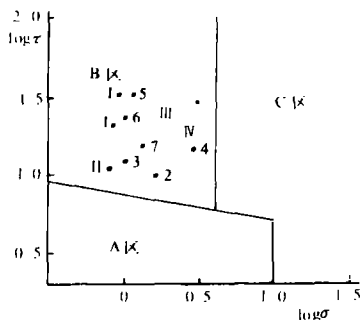
岩石化学成分如表 1

矿床共生岩系的岩类(火山、侵入、沉积)及其组合、分布具显著特征:

(1)岩类以中酸性岩为主,基性岩少见。

(2)无论火山岩、侵入岩中所见长石均为钠更长石($An < 14$)。岩石经绿片岩相浅变质,中基性岩类由钠更长石、绿泥石、绿帘石组成;中酸性岩类则由钠长石、石英、绢云母、方解石等组成。岩石具填间结构,交织结构,文象结构,斑状—聚斑状结构。

(3)岩石化学成分富水、低碱、低氧化度, $Na > K$,基性岩 $K_2O < 1\%$,表 1 中各岩类的查氏 n 值 $80.3 \sim 92.8$, $H_2O^+ > 2\%$, $OX^\circ < 0.44$ 即 $FeO > Fe_2O_3$,且侵入相氧化度大于喷出相。这些数值特征及上述矿物组构与细碧角斑岩系类似。但是低碱,特别是基性岩 $Na_2O < 4\%$ 又不同于典型的细碧角斑岩,却更接近于玄武安山岩系。所以岩类归属应为细碧角斑岩与安山流纹岩之间的过渡类型。其间夹少量典型细碧角斑岩和极少量正常系列中酸性岩。这种复杂的共生关系是其所处构造环境决定的。



说明: A 区:非构造带(板块内部稳定构造区)火山岩 B 区:造山带(岛弧及活动大陆边缘地区)火山岩 C 区:A、B 区火山岩派生的碱性岩 1—7:表 1 本区各岩类投影点 1—IV;本区一、二、三、四旋回火山岩平均值投影点(仿 A. Rittmann 1973)

图 2 里特曼—戈蒂里图

Fig. 2 δ - τ diagram

岩及其相应次火山岩(斜长花岗斑岩)之微量元素含量,富含 Cu、Pb、Zn、Ag、Mo、Co、Ni、Sn 等元素,其中第一旋回尤为富集与成矿关系密切的 Cu、Zn、Ba、Au 等元素。丰度分别可达 83.5、125、865(ppm)和 3.7ppb。显著高于维氏值。

(4)岩石组合既有反映海相环境的细碧角斑岩、灰岩、碧玉、海藻等,又有代表陆相环境的熔结凝灰岩。可见为动荡环境的产物。而且一旋回顶部的海相环境的硫化物矿层与其顶板第二旋回的熔结凝灰岩几乎直接接触。熔结凝灰岩与二旋回顶部的深海藻类化石层相距也仅 400 余米。这种在较短时期内沉积环境如此突变,反映当时环境的动荡十分激烈,大规模的快速升降很可能处于一个活动的破火山口位置。形成破火山口的火山作用能充分解释这种快速的环境变化,与日本黑矿类似(大本洋,1980)^[3]。这种破火山口是俯冲带上岛弧挤压大背景下局部拉张作用造成的。

1.3 共生岩系地球化学特征

1.3.1 微量元素 区内双溪坞群第一、二旋回火山

1.3.2 稀土元素配分模式 本区火山岩(包括火山侵入岩)稀土含量如表 2。

表 2 西裘地区双溪坞群火山—侵入岩稀土含量

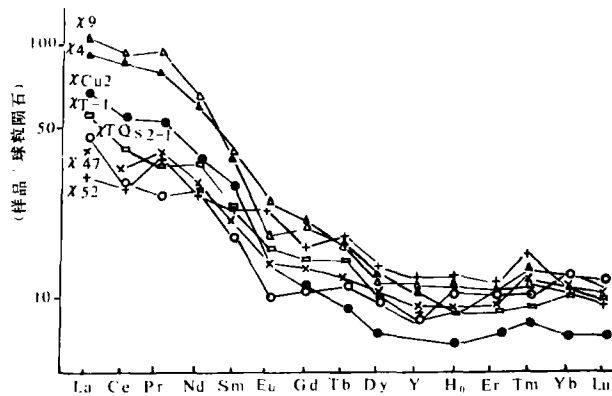
Table 2 REE content of volcanic—intrusive rocks of Shuangxiwu Group in Xiqiu area

样号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	LREE/HREE	Eu/Eu*	备注
X52	基性熔岩	9.60	22.19	4.0	15.86	4.4	1.61	4.14	0.84	4.18	23.17	0.85	2.38	0.44	2.10	0.32	96.08	1.50	1.14	
X47	中性熔岩	12.38	26.19	4.13	16.78	3.96	1.00	3.37	0.39	3.33	17.91	0.68	2.04	0.34	2.14	0.33	95.17	2.10	0.82	
XT-1*	花岗质糜棱岩	19.8	28.0	4.1	25.0	3.9	1.00	3.8	0.61	2.60	12.9	0.56	1.58	0.23	1.47	0.21	100.76	3.40	0.79	
XTQ 52-1*	花岗质糜棱岩	16.0	35.0	4.0	21.0	4.7	1.11	4.3	0.69	3.1	16.2	0.67	1.94	0.29	1.93	0.3	111.23	2.78	0.75	
Xcu-2	角闪岩	20.5	42.0	5.8	20.6	5.2	1.0	3.0	0.46	2.4	16.5	0.47	1.5	0.23	1.4	0.23	121.29	3.63	0.72	
X4	斜长花岗岩	29.0	70.0	9.1	32.6	6.9	1.6	5.3	0.82	3.8	20.5	0.67	2.3	0.33	2.1	0.31	185.33	4.13	0.79	
X9	斜长花岗岩	33.7	75.17	9.64	36.57	6.86	1.23	4.86	0.79	4.0	21.98	0.78	2.22	0.38	2.5	0.37	201.08	4.13	0.63	

* 南京地矿所分析,其余据祁崧(1984)① 含量单位 ppm

稀土含量经球粒陨石标准化后,制成稀土配分曲线如图 3,可见为富轻稀土型, Eu 亏损不明显,略具 Ce 亏损,显示出俯冲带上岛弧钙碱性火山岩系的稀土配分特征。它与大洋拉斑玄武岩的稀土配分有很大差别。这就进一步佐证了上述环境,也表明西裘块状硫化物矿床不属于“白银厂”型或“红海”型,而应接近于日本“黑矿”型。

1.3.3 氧、锶同位素特征 斜长花岗岩和共生的第二旋回火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 $+6.7\text{‰}$ 和 $+5.7\text{‰}$ 。斜长花岗岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7024$,说明原始岩浆未受陆壳混染,应为洋壳俯冲分熔而成的钠质安山质岩浆结晶分异而成。



1.4 岩系的形成环境分析

据共生岩系岩石化学数据计算,皮科克钙碱指数高, $CA = 59$; 莱特碱度低, AR 为 $1.32 \sim 2.18$; 里特曼组合指数 $\sigma < 1.8$ 。用这些

说明: X52 第Ⅲ旋回基性岩 X47 第Ⅲ旋回中酸性岩 Xcu-2 第Ⅰ旋回中酸性岩 X4、X9 斜长花岗岩 ※XT-1、※XT-Q、52-1 花岗质糜棱岩(绍-江断裂带)

图 3 西裘双溪坞群火山岩与侵入岩的全岩稀土配分曲线图

Fig. 3 Chondrite — normalized REE curve of volcanics and intrusive rocks in Shuangxiwu Group

特征值或二组分三组分作图,均可反映出属钙碱性偏钙性(拉斑玄武岩)系。在里特曼—戈蒂里图(图 2)和 TiO_2 对 SiO_2 变异图中,样点大都落入岛弧火山岩区范围。曾有研究者在研究现代岛弧时已发现,随毕乌夫带深度的逐渐增加,地壳厚度的逐渐加大,岩系由岛弧拉斑玄武岩系列过渡为钙碱性系列再过渡为碱性玄武岩系列。可见本区矿床和岩系在横向上应为岛弧之前区

① 祁崧,浙江西裘石英闪长岩与双溪坞群细碧角闪岩关系和成因(研究生毕业论文),1984

偏向大洋一侧地壳厚度不大的边缘环境产物。

姜福芝等(1980)^①。在系统研究我国海相火山岩时总结出岛弧玄武岩一般碱金属含量在3~3.6%, $\text{TiO}_2 < 1.2\%$; 早期岛弧玄武岩 MgO 在8%左右, 为高Mg低Fe、Ti, 低碱的拉斑玄武岩系列, 而晚期玄武岩 MgO 在6%左右, 岩系向中酸性钙碱性岩演化。兰玉琦等(1991)^[2]在研究浙皖赣晚元古火山岛弧演化历史时指出该岛弧早期为水下细碧角斑岩和火山浊流复理石沉积, 晚期为陆上安山英安岩为主的火山建造。对比本区的岩石系列(钙碱性偏钙性), 岩石类型(细碧角斑岩与玄武安山岩过渡型, 且同源中酸性侵入岩发育, 基性岩少见), 岩石化学(MgO 5.89~7.23%, $\text{Na}_2\text{O} < 4\%$, $\text{TiO}_2 < 1.17\%$)等特征不难看出, 其所处的岛弧已有一定的成熟度, 产出的构造位置在纵向上应属岛弧演化的中期, 即由水下未成熟岛弧→水上成熟岛弧, 钙性岩系向钙碱性岩系演化的过渡阶段。

2 矿床地质地球化学分带

2.1 矿床概况

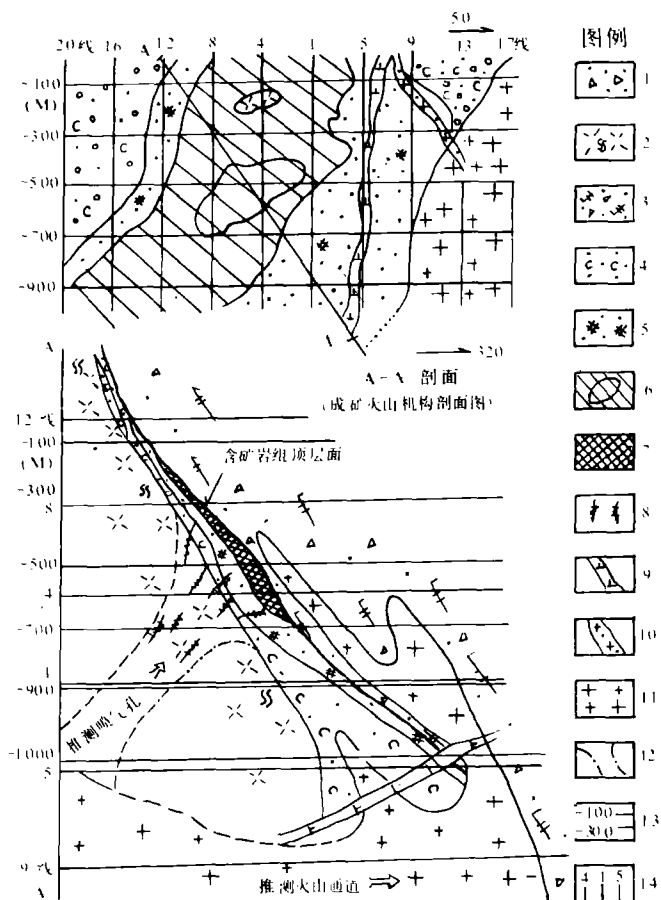
矿床产出于第一火山旋回(酸性)上部火山间歇相中, 直接容矿岩石是一套分异程度较高的长英质火山碎屑岩, 包括凝灰岩, 沉凝灰岩, 凝灰质砂砾岩, 灰岩透镜体, 碧玉硅质层, 金属硫化物层等, 经动力变质蚀变交代而成绢云母石英片岩、次生石英岩、千糜岩——统称含矿岩组。

矿体呈似层状产出于含矿岩组上部。产状走向北东50度, 倾向北西, 倾角50~70度, 呈波状。有19条Cu、Zn或单硫矿体。主Zn—Cu矿层(体)位在顶部, 长1000余米。厚1~47.95米, 平均8.81米, 自中心往边部变薄, 由若干个叠瓦状展布的透镜状块状矿体和与其紧邻的浸染状矿体组成。矿石矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、重晶石, 脉石矿物有石英、绢云母、方解石等。主要组分平均品位Cu 1%, S 14.66%, Zn 1.69%, Au 0.49g/t, Ag 10.96g/t, BaSO_4 6.58%, Pb含量甚微, 此外Ga、Se、Co等可综合利用。矿石呈块状、条带状、同生角砾状、稠密—星散浸染状构造。常见细粒自形—半自形结构, 碎裂结构, 交代结构等。

2.2 矿化分带

主矿体在纵投影图上构成长轴通过12线—700~—800米标高至2~1线地表, 中心在4—6线—500米标高附近的椭圆状分布(图4上)。围绕主矿体中心由层顶向下由中心向外, 分带为: 块状Zn—Cu(Ba)矿体($\text{Cu}/\text{Zn} < 1$)→浸染状Cu、S(Zn)矿体($\text{Cu}/\text{Zn} > 1$)→浸染状单硫矿体→矿化长英质火山碎屑岩(含黄铁矿绢云母石英片岩)。在矿化强烈的中心, 主矿体以下细网脉浸染状矿(化)体极为发育, 如在2—8线深部—500米标高部位经占孔揭示, 细网脉状矿化可伸入到长英质火山碎屑沉积岩之下强绿泥石化的中酸性熔岩中, 构成细脉矿化“漏斗”(图4下)。而有沉积特点的层纹状, 碧玉同生角砾状矿石往往仅出现于远离成矿中心的边部, 即现地表或浅部标高矿层的顶部; 相应矿石矿物分带规律为: 闪锌矿, 重晶石, 黄铁矿, 黄铜矿带→黄铁矿, 黄铜矿带→黄铁矿带。低温氧化的碧玉、石英、赤铁矿、磁铁矿组合仅出现于矿层边缘的

① 姜福芝等,《海相火山建造及其铁(铜)矿床的地质特征评价标志和找矿方向》研究报告, 1980



说明:1. 第一旋回下部火山碎屑岩 2. 第一旋回下部绿泥石化角斑质熔岩
3. 第二旋回火山岩 4. 含黄铁矿绢云母石英片岩 5. 浸染状矿石 6. 主矿体块状矿石(投影图) 7. 主矿体块状矿石(剖面图) 8. 网脉矿化
9. 闪长玢岩脉 10. 石英斑岩脉 11. 花岗斑岩脉 12. 推测气液通道界线
13. 标高线及标高 14. 勘探线及编号。

本图根据实际勘探资料编制。上图相当矿床形成时地表地质图,下图 A-A' 为斜切剖面图。

图 4 西裘铜矿含矿岩组顶层面垂直纵投影图

Fig. 4 Project diagram of Xiqiu deposit and the ore-bearing felsic volcanic clastics

主要成矿元素 Cu、Zn、Au 以及高温指示元素 Co、Ni 往往随交代作用产生的一 Na_2O 晕在矿体中心部位的下盘底板异常明显增大,伸入到底板长英质熔岩中呈“漏斗状”;而低温的 Ba、As、Sb、Hg 元素晕仅出现在含矿岩组上部,与块状矿同位。这在位于矿体边缘的浅部生产坑道中也已十分清晰(图 5)。结合矿体中 Cu/Zn 比值的变化规律,可表现出由成矿中心从下往上,从中心到边部由高温组合→低温组合的变化规律,即 Co、Ni、Mo、Cu(Au)→Zn、Pb、Ag→Ba、As、Sb、Hg 变化;Cu/Zn 比值逐渐减小,与上述矿物、蚀变和形态分布吻合。

上述“漏斗”状分带特征是判别本类矿床的特征标志。

矿层顶部,围绕成矿中心呈半环状分布,构成主矿体分布中心底盘向上向外由高温还原→低温氧化的特征矿物分带现象。

2.3 围岩蚀变分带

矿体顶板蚀变微弱,仅有小于 4 米的弱绿泥石化,底板则蚀变强烈。具交代不对称性。且下盘有特征性筒状蚀变的特点。与矿体形态特征相应,在矿体中心(4—6 线深部)块状矿体下盘的长英质火山碎屑岩中发育次生石英岩化→黄铁黄铜矿化筒状蚀变核,向外过渡为绢云母化→绿泥石化。远离中心蚀变逐渐变薄变弱,至边部——现地表和浅部仅见基本平行矿层、范围与矿层相当的层状蚀变带。

2.4 地球化学分带

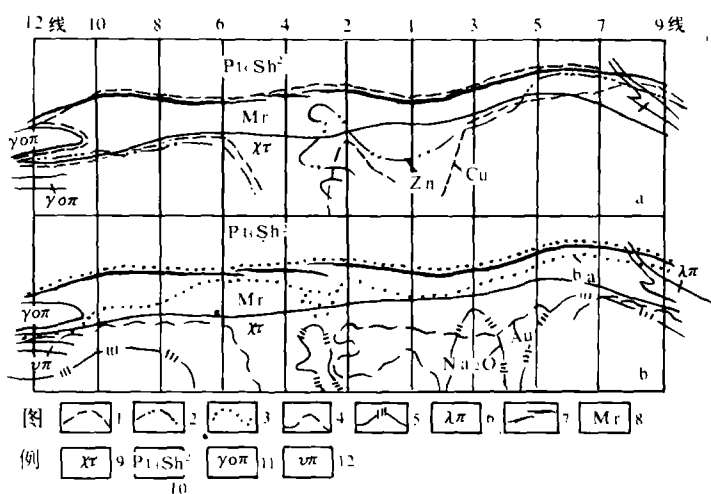
(1)经地表、钻孔、坑道三度空间系统取样研究发现。原生晕异常组合有两种:成矿晕组合——Cu、Pb、Zn、Ag、Mo、Co、Ni、Au、As、Sb、Hg;被蚀变交代晕组合——Mn、V、Cr、Ti、 Na_2O 。

(2)各指示元素在矿体周围形成一定强度的异常,浓集中心在空间上与主矿体基本重合,说明成矿成晕为同一地球化学作用过程。矿体上盘晕极不发育,与顶板下界几乎同位,但底盘晕却相当发育,其中

3 矿床与古火山活动的时空关系

由于黑矿型矿床与火山机构关系密切,因此研究矿床与古火山活动的时空关系是研究与火山有关矿床成因的基本内容。如前所述,西裘铜矿产在第一火山旋回顶部火山沉积相中,说明成矿时间局限在第一次火山活动的间歇期内。块状矿体呈透镜状叠瓦式展布,说明成矿作用还呈短间隔的脉动性。为了搞清矿床与火山机构的空间关系,根据矿床处于向斜南东仰起端,矿层和成矿火山机构已向北西倾伏的特点,笔者编制了含矿岩组顶层面地质图,斜切剖面图(图4),含矿岩组厚度等值线图,Cu/Zn值及碧玉分布位置图等一系列综合图件,然后通过相分析来恢复古火山机构。图4示明:(1)以5—13线深部为中心至现地表,呈现出由近火口相—远火口相的堆积规律;厚度从大于100米到小于5米急剧变化,火山碎屑粒度由粗变细。底板火山熔岩厚度也相应变化,构成一火山锥体。(2)在该火山锥体的中心部位,产出一斜长花岗斑岩体,它与第一旋回喷发相中酸性火山岩呈侵入接触、往上局部顺层侵入于含矿岩组,破坏浸染状矿体,达矿层面后变为侵出相,在喷口附近与矿层面呈整合接触,远离中心至双线现地表附近则与来自另一喷口的第二旋回碎屑岩互相交叠产出,厚度变薄或自行尖灭。该次火山岩分布部位中心向外有放射状细碧玢岩脉、石英斑岩脉分布,显示出火山通道相的岩石组合特征,这就可说明该斑岩体产出部位即为成矿火山中心的火山通道之所在。第一旋回火山机构的中心应在现单线深部大于1000米标高部位。

前述矿床地质地球化学分带规律已述明矿床的热中心与厚度中心吻合在现4~6线—500米标高附近。说明该处即为成矿



说明:1. $Cu > 100ppm$ 等值线 2. $Zn > 150ppm$ 等值线 3. $Ba > 650ppm$ 等值线 4. $Au > 25ppm$ 等值线 5. $Na_2O < 2\%$ 等值线 6. 石英斑岩脉 7. 块状矿体 8. 浸染状矿体+蚀变含矿岩组 9. 双溪坞群第一旋回中酸性熔岩(底板) 10. 双溪坞群第二旋回火山岩(顶板) 11. 斜长花岗斑岩 12. 霏细岩

图a为Cu、Zn等值线平面图,b为Au、Ba、 $-Na_2O$ 等值线平面图。可见主要成矿元素Cu、Zn、Au和 $-Na_2O$ 等值线在3—6线范围明显往底板延伸,构成“漏斗状”,而低温元素Ba等值线,仅位在上部与矿层几乎同位,该坑道虽处于矿体边缘,但其地球化学元素晕圈的分带特征也已十分清晰。

图5 西裘铜矿—85米中段坑道原生晕平面图

Fig. 5 Plan map of primary halo at depth of -85 meter in Xiqiu Cu deposit

中心之所在。细脉矿化“漏斗”部位可指示矿液运移通道,它与上述火山机构中心相距数百米,

恰好位于火山锥体的斜坡上,由破火山口旁侧裂隙气液通道上方通过热液交代为主成矿。在远离火口的火山斜坡低处兼有沉积作用。热中心和厚度中心基本吻合还说明矿体为原地堆积,基本未经搬运(图4)。

4 成矿物质来源、成矿条件

4.1 金属物质来源

矿床主矿体 Cu、Pb、Zn 原子百分比分别为 0.43:0.02:0.55(章帮桐,1979)^[4],而第一旋回火山岩中 Cu、Pb、Zn 原子百分比分别为 0.39:0.05:0.56,两者十分相似,说明矿石中金属物质与双溪坞群火山岩有直接成因联系。

矿石中 Se 含量为 17~98ppm,平均 30ppm。Ni 含量为 10ppm~痕迹,Co 含量平均 >10ppm,Co/Ni>1(王执钧,1981)^[5],显然接近日本黑矿(Co 50,Ni 25,Se<20)^[6]。一般认为与岩浆活动及火山作用有关的内生矿床其黄铁矿中 Co/Ni>1,Se 含量为 20~50g/t。所以说明本矿床成矿与火山岩浆活动有关,矿质来自深部。

4.2 稳定同位素组成

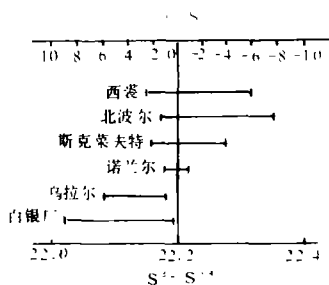


图6 硫同位素特征对比图

Fig. 6 Comparing diagram of S isotope feature

4.2.1 硫同位素 黄铁矿、黄铜矿硫同位素 $\delta^{34}\text{S}_{\text{‰}}$ 为 +2.3~-6.0‰ 之间(图6),变化范围 8.3‰,较小,但频率图中不呈塔式分布,而略向负值方向偏离的弥散型分布。主体上与世界其它块状硫化物矿床的硫同位素大致相当,表明硫主要来源于环流的海水。其负值的特征表明生物作用的影响是明显的,均匀化程度较低,可以表示形成环境较浅。

4.2.2 铅同位素 非铅矿物黄铜矿、黄铁矿微量铅同位素组成如表3。将其投入坎农模式图中落入正常铅区域。在铀—钍铅图中,其回归直线斜率和相关系数分别为 1.95,0.998,具相关性好,斜率大的特点,说明铀钍地球化学行为相似。不产生同位素分馏,属于岩浆铅体系①。尽管是非铅矿物所测,比值偏大,但同位素分布范围位于 Doe 和 Zartman 的造山带增长线之下(图7),为幔源铅。由此可见矿石铅源属幔源岩浆铅,接近于日本黑矿,与双溪坞群火山作用有关。计算普通铅的单阶段模式年龄值为 668Ma,因是非铅矿物所测,矿床年龄将大于此值,接近于双溪坞群火山岩的时代。

4.3 介质来源

本文运用脉石矿物石英、碧玉、重晶石、方解石的氢、氧、碳、硫同位素值来间接判别成矿溶液的种类,因为这些矿物在不同介质环境中沉淀时,其同位素组成是不同的。

(1) 石英碧玉的 $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ 值变化范围在 7.82~9.51‰,与双溪坞群火山岩接近,同时

① 蒋治渝等,矿床铅同位素地质研究的几个问题,1987

说明是热液成因而非深水常温沉积的 SiO_2 ($\delta^{18}\text{O}$ 为 $20\sim 30\text{‰}$)

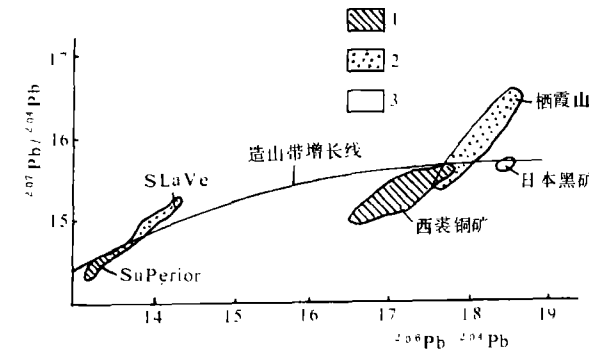
(2)重晶石(SO_4)²⁻的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 17.8‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 为 19.43‰ 。一般认为现代海水硫酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $+9.7\text{‰}$, 寒武纪海水 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $\pm 40\text{‰}$, 而热卤水中硫酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $12\sim 23\text{‰}$ (郎吉雷里, 1967)^①。说明本区矿石中重晶石形成环境不是一般海水, 而是由海水演成的“热卤水”。

(3)方解石(CO_3)²⁻的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-1.8\sim -2.27\text{‰}$, 与海相碳酸盐($\delta^{13}\text{C} = -3\sim +2\text{‰}$)值相当, $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ 为 $4.01\sim 7.03\text{‰}$ 。韦泽和霍夫斯(1976)^②研究认为 8.5~16 亿年时海水碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值约为 $2\sim 26\text{‰}$, 而淡水碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值更低, 且变化范围大。本区值基本落入海水碳酸盐范围, 但已接近淡水。说明介质主要来自海水, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 的低值还反映出又有雨水的显著影响, 因为雨水的 $\delta^{18}\text{O}$ 一般很低。表现其形成环境靠近岛弧或大陆边缘。

表 3 矿石铅同位素组成
Table 3 Ore-lead isotope composition

样号	测定对象	同位素比值						特征值
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	标准值	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	标准值	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	标准值	
8701	黄铁矿	17.236	0.01	15.374	0.01	36.857	0.009	3.60
8705	黄铁矿	16.538	0.009	14.998	0.02	35.446	0.004	3.21
8707	黄铁矿	17.157	0.01	15.428	0.02	36.717	0.04	3.59
8708	黄铁矿	17.834	0.0008	15.688	0.02	37.974	0.008	3.85
8710	黄铁矿	17.819	0.01	15.680	0.02	37.881	0.01	3.81
8711	黄铁矿	17.163	0.02	15.087	0.02	36.773	0.02	2.56

桂林有色矿产地质研究所同位素室分析



说明: 1. 慢源铅 2. 慢源铅和大陆壳混染铅 3. 现代岛弧铅
注: 西裘矿床 Pb 同位素数据来自非铅矿物—黄铁矿、黄铜矿

图 7 块状硫化物矿床 Pb 同位素数据分布图

Fig. 7 Pb isotope data distribution diagram of massive sulfide deposit

看来成矿介质比较复杂, 基本可认为是一种由海水、雨水及少量岩浆水混合的“热卤水”。

4.4 成矿物理化学条件

矿床中闪锌矿的 FeS 分子含量为 $1.7\sim 1.9\%$, 平均 1.8% 。由此算得硫逸度 Logfs_2 为 -12 。根据矿床中黄铜矿、黄铁矿、硬石膏和方铅矿的稳定矿物组合, 由图解换算得氧逸度 Logfo_2 为 $-43\sim -38$ 之间。在矿床中绢云母是稳定矿物, 利用 Logfo_2 和 Logfs_2

① ②引自成都地质干部学院编《稳定同位素地球化学参考资料(一)》, 1985

近似值求得矿床形成时的酸碱度 PH 值为 4.7~5.2,表明早期溶液略偏酸性。

黄铁矿爆裂温度 200~300℃,与一般块状硫化矿床一致。定位于成矿火山通道的斜长花岗岩由深部上侵时为成矿提供了直接热源。

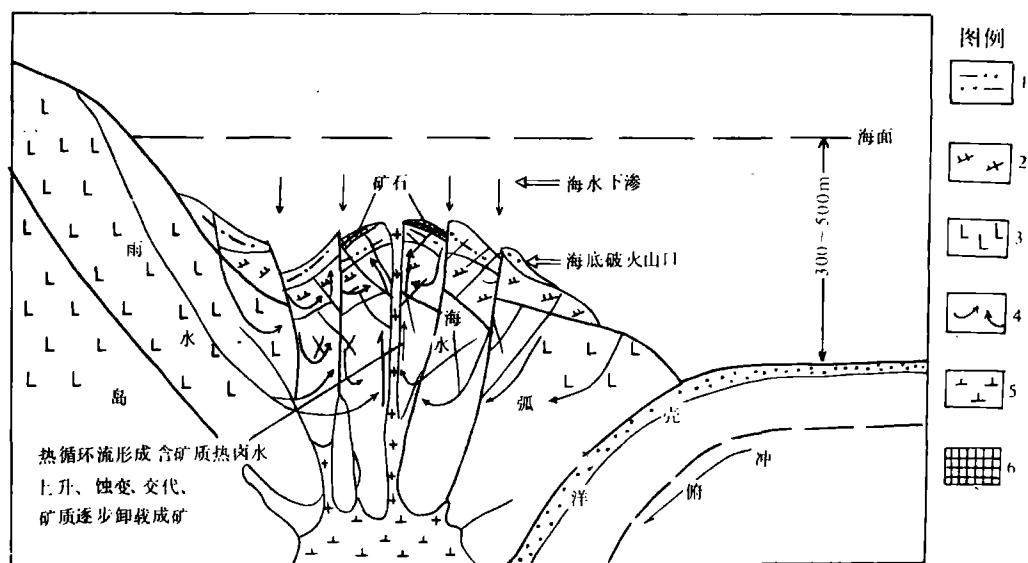
5 矿床描述性模式

根据上述资料,参照国内外同类矿床,将本类矿床的特征和成矿作用、过程归纳成如下成矿及产状分带模式(图 8、9)。模式示明:洋壳板块俯冲,在古岛弧前区边缘分熔产生钠质安山质岩浆,高度分异上侵,在中—浅海海底形成酸性中心式火山喷发(侵入)沉积,火山间歇期,破火山口作用,塌陷造成大量裂隙,海水、雨水沿裂隙下渗加热与深部岩浆水,地层水混合成弱酸性热循环流,同时蚀变交代不断萃取地层——下伏火山岩中的金属元素构成含矿质“热卤”水,沿火山斜坡断裂通道逐渐上升强烈交代,围岩蚀变;在通道下方最先广泛绿泥石化,上部产生绢云母化、核部产生硅化,次生石英岩化,同时海水硫高温还原,形成硫化物细脉矿化,从而构成“漏斗”状蚀变岩筒。气液进一步上升到达上部未固结多孔隙长英质碎屑层时,发育的孔隙促使更广泛渗流和交代作用的进行,随着海水不断渗入,氧逸度和 PH 值不断升高,温度和硫逸度不断下降,成矿组分逐步析出沉淀,在蚀变岩筒之上形成似层状的浸染—稠密浸染状硫化矿石堆积。在海水界面附近,当海水静压力,气液密度、盐度适宜时,海水可起到地球化学屏障作用,促使成矿组分高度集中,强烈交代析出或溢出沉淀,形成致密块状金属硫化物矿层。在顶部由于 fO_2 特高形成磁铁矿、重晶石堆积薄层。同时高密度高盐度矿化流溢出海底沿斜坡下流,在边缘低洼处形成层纹状矿石及顶部的碧玉硅质层以及机械不稳定产生的局部角砾状矿石堆积。于是造成如图 9 所示的一系列分带特征:即自下而上从早到晚依次产生绿泥石化→绢云母化→硅化蚀变;细脉矿化→浸染状→块状→边缘层纹状→同生角砾状矿石;高温还原→低温氧化的元素矿物组合(Cu、Co、Ni、Mo、Au→Pb、Zn、Ag→Ba、As、Sb、Hg)。成矿后,次火山岩(斜长花岗岩)侵入,通道堵塞,第二旋回喷发形成顶板盖层。后期动力改造,含矿岩组千糜岩化,产状竖立矿层扭曲塑性流变。

产状模式还示明、本矿床产出于火山斜坡侧向喷气孔上方,矿层赋存在第一旋回末期间歇相火山沉积碎屑岩上部。根据分带规律,可判别出矿床的倒转和剥蚀程度。本矿床的剥蚀面位在矿体边缘,说明产状曾经倒转,深部远景较大。

6 结 论

(1)矿床产出构造环境是晚元古宙古岛弧之前区边缘,板块敛合的挤压背景。成矿在古岛弧发育中期水下环境,受破火山口构造直接控制。共生岩石双溪坞群为钙碱性岛弧型火山岩系,并以中—酸性岩类为主。直接容矿岩石为下部分异良好,富含成矿元素的第一旋回长英质火山岩。



图例说明:1. 晚元古宙双溪坞群第1旋回上部长英质火山(沉积)碎屑岩 2. 晚元古宙双溪坞群第1旋回下部中一酸性火山(碎屑)熔岩 3. 岛弧早期拉斑玄武质火山岩 4. 雨水、海水、岩浆水及混合而成的热卤水循环流 5. 洋壳分熔形成钠质安山质岩浆源 6. 矿石。

图8 西裘铜矿成矿模式图

Fig. 8 Metallogenic model of Xiqiu Cu deposit

(2)矿床在矿石类型、矿物组合、蚀变类别和元素分布等方面具本类矿床典型的分带特征。“漏斗状”矿化、蚀变和元素晕分带特征的确定,为本类矿床成因厘定提供了有力的佐证,而矿物和元素从下至上、由中心到边部由高温还原→低温氧化组合的分带,指示了成矿中心的存在。

(3)矿床与古火山活动有十分密切的时空联系,矿床是火山活动特定时间和部位的产物。矿床形成于第一火山喷发(侵入)—沉积旋回末期。定位于距火山中心数百米的火山斜坡上侧向喷气孔上方,具近源型火山矿床的成矿时空条件。

(4)矿床物源资料显示:成矿金属组分与下伏火山岩关系密切,不仅均来自深部岩浆源,而且大部分金属还可能直接从火山岩中淋取提供。硫主要来自海水。成矿介质复杂,主要是海水、大气水、岩浆水混合的“热卤水”。

(5)成矿作用以含矿热卤水循环流交代作用为主,由成矿组分沿裂隙自下而上逐步卸载成矿。沉积作用仅发生在矿体边缘顶部,并以原地堆积为主。

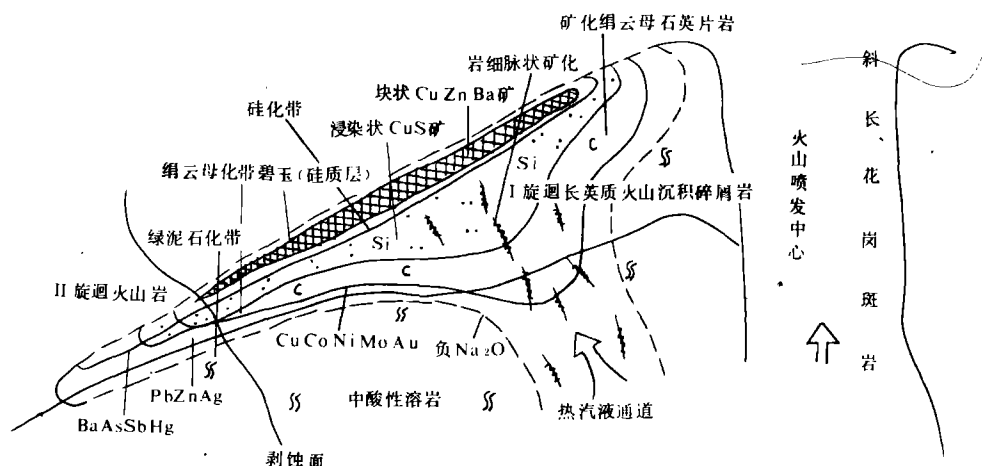


图 9 矿床产状、分带模式

Fig. 9 Occurrence and zonality model of the deposit

(6) 前述矿床特征与日本黑矿接近, 可认为是一个受浅变质的“黑矿型”块状硫化物矿床。总结的成矿模式符合海水+雨水环流成矿模式。破火山口作用是环流成矿作用最直接最重要的构造条件, 体现了同类矿床的共性。板块敛合的俯冲带上由洋壳分熔产生的钠质安山质岩浆的岛弧火山活动不仅提供了丰富的火山物质和成矿金属, 而且为环流成矿提供了热源。

本文得到南京大学胡受奚教授的热情关怀和耐心指导, 并在百忙中帮助审改了原稿, 谨致谢忱!

参考文献

- 1 郭令智, 等. 华南大地构造格架和地壳演化. 国际交流地质论文集(一). 构造地质, 地质力学出版社, 1980
- 2 兰玉琦, 叶瑛. 江南地槽斜东南缘晚元古宙岛弧型火山岩及其成矿远景. 地质找矿论丛, 1991, 6(2)
- 3 大本洋. 海底破火山口—火山成因块状硫化物矿床形成的一个关键. 国外地质科技, 地质出版社, 1980, (3)
- 4 章帮桐. 浙江西裘细碧角斑岩系特征及其成矿作用. 地质科技, 1978, (1)
- 5 王执钧. 西裘铜矿床特征及其成因探讨. 地质与勘探, 1981, (2)
- 6 立见辰雄编. 矿床学. 地质出版社, 1982

CHARACTERISTICS OF XIQIU Cu—MASSIVE SULFIDE DEPOSIT, ZHEJIANG AND THE METALLOGENIC MODEL

Huang Younian

(2nd Team, Bureau of Nonferro-metal Geology and Exploration)

Abstract

This paper deals with tectonic environment, rock association, zoning of mineralization, alteration and geochemical helo of Xiqiu massive sulfide deposit based on data obtained from the recent year' work. Temporal and spatial relation to volcanism, source material and genesis which are necessary for establishing metallogenic model are discussed. The deposit is the proximal hydrothermal (gas) replacement (sediment) type of massive sulfide deposit. It is genetically related to marine volcanism, directly controled by caldera, formed in middle period of palaeo island—arc evolution and occurs at the front margin of the arc. The metallogenic model is thus established.

The deposit can be correlated to Kuroko ore deposit in Japan.