

文章编号: 1009-6248(2006)04-0024-09

风火山地区铜矿床特征及成因研究

刘志勇¹, 张开诚¹, 宋忠宝², 刘淑英³

(1. 青海省地质调查院, 青海 西宁 810012; 2. 西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054;
3. 青海省水文地质工程地质勘察院, 青海 西宁 810008)

摘 要: 风火山地区铜矿床位于我国著名的“三江”有色和贵金属成矿带的西段, 以往地质工作程度较低, 从而影响了人们对该矿床成矿环境及成因的认识。近年来, 随着地勘工作特别是地质大调查资源评价工作的深入开展, 初步查明了区内风火山群沉积环境、沉积序列及含矿层位, 建立了构造格架及构造变形序列。笔者根据野外实践, 对该矿床特征及矿床成因进行了分析和总结, 认为风火山铜矿床属于砂岩型铜矿床, 构成砂岩型铜矿的各铜矿化带, 均呈夹层产于风火山群砂泥岩中, 含矿层岩性均为浅灰—灰绿色厚—中厚层状细粒(含砾)岩屑石英砂岩夹深灰色薄层碳质泥岩。整个风火山成矿带上各矿化带的形态、矿化体特征基本一致, 均呈层状产出。

关键词: 风火山; 矿床地质; 矿床成因; 砂岩型铜矿床

中图分类号: P618.41 **文献标识码:** A

1 引言

可可西里山风火山地区铜矿化线索大多是在20世纪60~70年代的区调工作中发现的。90年代原青海省区调综合地质大队、青海省地球化学勘查技术研究院、青海省柴达木综合地质大队等单位, 分别对其中的扎西尕日、二道沟、藏麻西孔1:20万化探综合异常及其中发现的矿化点进行异常检查、矿点检查和普查找矿工作, 确定了几个可以进行进一步工作的矿点或矿化点。2001年~2003年, 青海省地质调查院在风火山地区分别开展了铜矿评价和铜银矿普查工作, 笔者有幸参与了这次工作的全过程。笔者对风火山地区铜矿床特征及成因的研究主要是通过野外地质观察和测量来进行的。

2 成矿地质背景

2.1 区域地质背景

风火山盆地地处三江成矿带西段, 位于唐古拉山北坡。风火山盆地的基底主要由金沙江缝合带构成。金沙江缝合带近东西向横贯该盆地基底, 并将其分为两大构造单元, 北部属松潘—甘孜地块, 南部属羌塘地块。关于他们的原始构造古地理环境有南北两大古陆之间的宽阔大洋(莫宣学等, 1993)、弧后盆地(潘桂堂等, 1997)、残留海(李兴振等, 1991)、小洋盆(孙晓猛等, 1997)或多岛洋(刘本培等, 1993)等多种不同的认识。其内仅发育中、新生代地层(图1), 各群沉积型相、建造及形变特征均有所差异。区内地层由构成风火山盆地基底的三叠纪结扎群巴贡组、盆地内晚白垩世风火山群、古近纪新近纪红色碎屑岩夹膏盐层陆源碎屑岩及第四纪地层等组成。风火山群由张文佑、赵宗溥等(1957年)创名, 并将时代定为三叠纪; 1959年经全国地层会议厘定为白垩纪(张以蓓等, 1994); 青海省区

收稿日期: 2006-10-12; 修回日期: 2006-12-08

基金项目: 地质大调查“青海省可可西里山风火山地区铜矿评价”项目资助

作者简介: 刘志勇(1968-), 男, 地矿高级工程师, 主要从事固体矿产调查评价工作。通讯地址: 810012, 西宁市南川西路107号, 青海省地质调查院, 电话 0971-6267420, Email: xnliuzy@126.com

区域综合地质大队(1987年)将其划为白垩世,之后根据古生物鉴定成果划为晚白垩世;中英青藏高原综合地质考察队(1990年)根据所获轮藻、介形虫及孢粉等化石将时代定为古近纪或始新世(伊集祥等,1990);青海可可西里综合科学考察(1994年)再次将该地层时代定为未分白垩纪(张以菲等,1994);刘志飞等(2001年)将时代定为早始新世—早渐新世(刘志飞等,2001)。本次研究采用青海省

区域综合地质大队(1987年)成果——晚白垩世。区内的断裂构造较为发育,走向以北西—北西西向为主,具有明显的继承性,又表现为长期活动性、多次复活的特征。区内的主要褶皱构造为风火山向斜和巴音叉琼向斜,它们是在区域性大断裂作用下发生的构造现象。区内岩浆活动微弱,有印支期的辉绿玢岩及喜山期的正长斑岩脉和云斜煌斑岩脉出露于晚白垩世地层中(青海省地矿局,1991)。

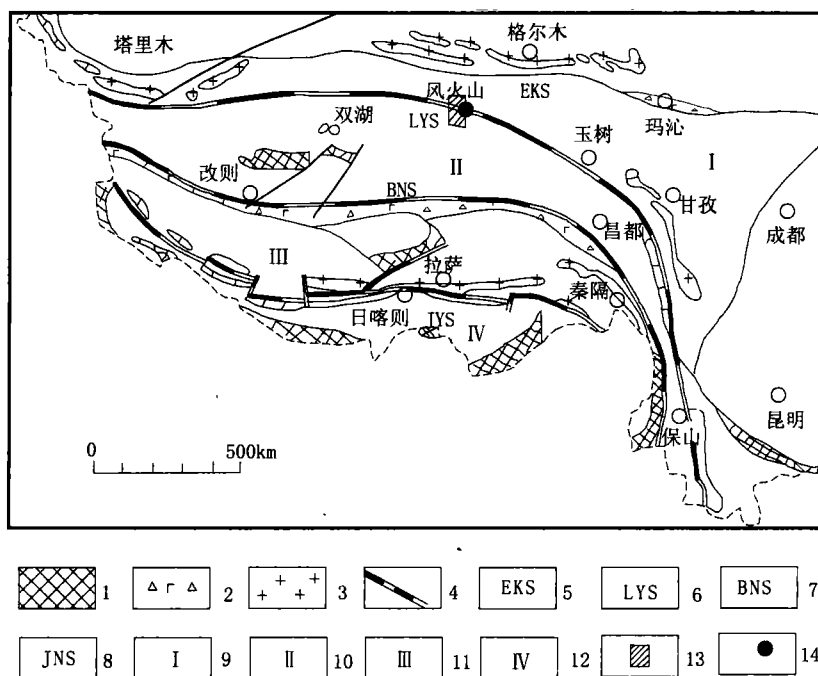


图1 大地构造位置图

Fig.1 Tectonic position map

1. 基底;2. 大洋壳;3. 与俯冲有关的花岗岩;4. 缝合带;5. 东昆仑缝合带;6. 金沙江缝合带;7. 班公湖-怒江缝合带;8. 钱印度河-豫鲁散布缝合带;9. 巴颜喀拉褶皱带;10. 羌塘保山陆块;11. 拉萨-腾冲陆块;12. 印度地台北部陆缘;13. 研究区范围;14. 风火山铜矿床

2.2 地球物理特征

区内共圈定了4个呈北西西向排列的航磁异常(图2),各异常均呈椭圆形,为强度低、梯度缓、平静正负磁场中的线性带状异常,幅值一般20nT,平面图上等值线稀疏单调。其中,909、910异常分布在巴音查乌一带,异常区出露地层为上三叠统浅变质碎屑岩系,但这一带亦有超基性岩体出露。从异常分布看,该异常可能与超基性岩有关。另外911、920两处异常分布于扎西尕日、藏麻西孔和托托敦宰一带,异常区出露地层为上白垩统碎屑岩系和古近系渐新统一新近系中新统的碎屑岩及碳酸岩,具有厚度巨大、岩浆活动不发育的特点。在二道沟、托

托敦宰地区的沉积岩及矿化体均无磁性,推断该局部异常可能由深部隐伏岩体引起。

2.3 地球化学特征

本区圈出了以扎西尕日和藏麻西孔为中心,显示较好的两处异常和托托敦宰Cu(Bi)综合异常。异常主要处于晚白垩世风火山群砂岩夹灰岩组陆碎屑岩地层中,以富Zn、Pb、Cd、Ag、Ni、Cu等元素为特点。其中,Zn、Pb、Ag及Cu等元素富集趋势尤为明显。各异常中单元素异常浓集中心明显,峰值高,元素组合复杂,规模大,套合程度高。在扎西尕日、藏麻西孔、托托敦宰异常浓集中心发现了银矿体和铜矿体,它们是明显的银、铜矿致异常,加



图 2 航磁 (ΔT) 平面图

Fig. 2 The planimetric map of aero magnetic survey (ΔT)

1. ΔT 正等值线 (nT); 2. ΔT 负等值线 (nT); 3. ΔT 等零值线 (nT); 4. 航磁异常峰值 (nT); 5. 航磁异常编号; 6. 铜矿点位置及编号

之该区域成矿地质条件有利,并有已知矿产线索,故认为具有一定的找矿前景。

2.4 区域矿产地质特征

结合前人资料,经过对区内已发现的矿点分布、赋矿地层及地球物理、地球化学等特点进行综合分析认为,盆地内矿产形成明显受地层层位控制,成矿期为晚燕山—喜山期,矿种在晚白垩世为以铜为主的多金属矿产,古近系渐新世是粘土和膏盐矿产,上新世是锌、银、铁等多金属及白云岩矿产。矿产主要形成于晚中生代—新生代陆相盆地中,明显地受各个时期地层层位的制约。

2.5 区域地质构造演化与成矿

风火山盆地的形成经历了基底、古地貌盆地、沉积盆地及构造盆地四个阶段,是本区地质构造演化的主线,各阶段地质构造演化对成矿的意义可概括为:

(1) 基底(即盆地边缘的隆起区地层)演化产生了间接矿源层。在缝合带的形成过程中,在板块俯冲、火山等作用下,下地壳成矿物质以断裂为通道向上运移,在基底岩层——三叠纪地层中初步富集,形成了间接矿源层。

(2) 风火山古地貌盆地的产生为间接矿源的营运创造了条件。在风火山古地貌盆地形成后,产生了地势的差异,这使来自三叠纪地层中的剥蚀物

(部分为成矿物质)在水动力下全部向盆地运移。

(3) 风火山沉积盆地的形成为直接矿源的产生提供了物质基础。沉积作用过程中,含铜物质在代表环境的浅色地层中发生富集,形成了直接矿源层,在成岩压实作用下,产生了流体。

(4) 风火山构造盆地的演化为成矿流体的运移产生了通道,也为富集成矿造就了有利的场所。在构造作用下,使原始处于平衡状态下相对静止状态的流体开始运移,在局部地段富集成矿。

3 矿床地质特征

风火山铜矿床位于风火山盆地腹地。其内出露地层单一,除滩地及大、小冲沟中有较厚的第四纪全新世冲洪积砂砾石层外,主要为晚白垩世风火山群砂岩夹灰岩组和砂岩组,古近纪渐新世雅西错组岩屑砂岩、泥岩、粘土岩、钙质砂岩。构成砂岩型铜矿的各铜矿化带,均呈夹层产于风火山群砂泥岩地层中,是沉积地层的组成部分之一,整个风火山成矿带上各矿化带的形态、矿化体特征基本一致,均呈层状产出。依据矿化带产出的地理位置及含矿层位和矿化特征等分为二道沟铜矿区、托托敦宰铜矿区和藏麻西孔矿铜(银)矿区(图3)。在藏麻西孔

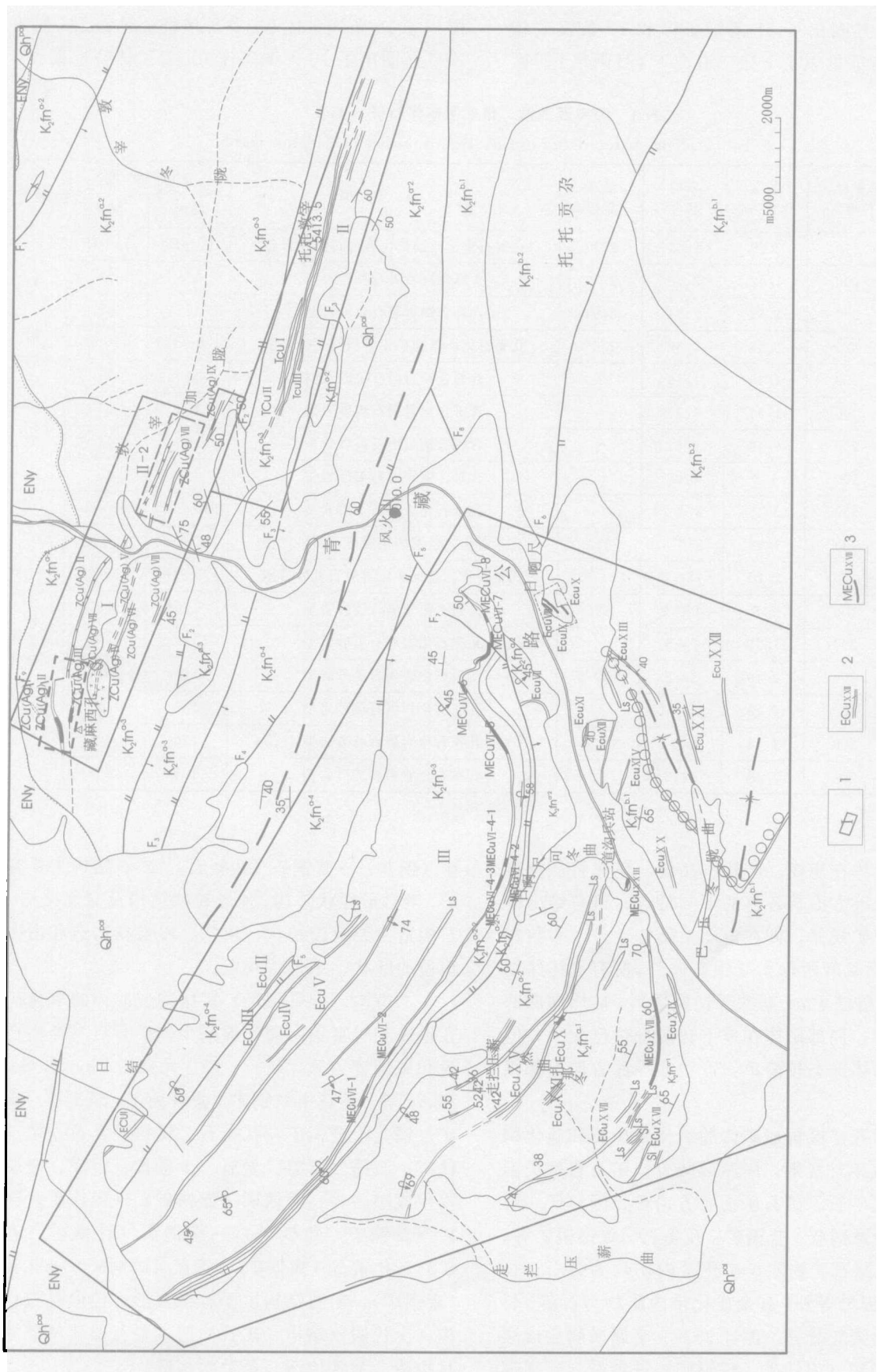


图 3 青海可可西里山风火山地区地质矿产图
Fig. 3 The geological mineral map of Fenghuo mountain area in Kekexili, Qinghai province
1. 矿区位置及编号; 2. 矿化带位置及编号; 3. 矿(化)体位置及编号

铜、银矿区共圈出了 11 条铜矿体和 12 条银矿体（主要矿体特征见表 1）；在二道沟（含日阿尺）矿区圈出了 19 条铜矿体（主要矿体特征见表 2）；托托敦（主要矿体特征见表 1）；在二道沟（含日阿尺）矿区圈出了 10 条铜矿体（主要矿体特征见表 3）。

表 1 藏麻西孔铜、银矿区矿体特征一览表

Tab. 1 The characteristics of Cu, Ag ore bodies of Zangmaxikong

矿体 编号	矿体 长度/m	平均 厚度/m	平均 品位	最高 品位	矿 石 类 型	矿体产状/度		备注
						倾向	倾角	
I-1	290	2.98	1.44	2.30	孔雀石化、蓝铜矿化岩屑石英砂岩型	160~180	43~75	铜 矿 床
II-1	200	1.42	2.70	2.70	含砾含铜岩屑石英砂岩型	155	67	
II-2	200	1.42	2.94	2.94	含砾含铜岩屑石英砂岩型	155	67	
II-3	320	8.06	2.32	4.85	孔雀石化、蓝铜矿化岩屑石英砂岩型	170~185	60~65	
I-5	200	4.35	1.75		含砾含铜岩屑石英砂岩型	170	75	
I-6	200	1.36	1.73		含砾含铜岩屑石英砂岩型	155	67	
IV	200	1.48	0.72		含砾含铜岩屑石英砂岩型	140	43	
IX	200	1.2	2.98		含砾含铜岩屑石英砂岩型	190	55	
I-1	837	8.45	374.7	3156	孔雀石化岩屑石英砂岩型	152~185	46~80	银 矿 体
I-2	403	1.41	318.5	512	孔雀石化、蓝铜矿化岩屑石英砂岩型	152~180	75~83	
II-1	320	7.20	727.3		孔雀石化、蓝铜矿化岩屑石英砂岩型	170~185	60~65	
I-4	100	5.8	458.2	582	孔雀石化岩屑石英砂岩型	170	65	
I-5	200	1.21	70.3		孔雀石化岩屑石英砂岩型	160	80	
I-6	200	2.46	92.8	139.6	孔雀石化岩屑石英砂岩型	160	80	
I-7	400	2.28	76.63	85	孔雀石化岩屑石英砂岩型	180	42	
IV	200	1.48	255.5		孔雀石化岩屑石英砂岩型	170	70	
IX	200	1.15	1418		孔雀石化岩屑石英砂岩型	190	55	

区内矿体在规模、产状、品位、矿化特征及有用组分含量等方面各具各自的不同特点，可总结出区内共同的成矿规律，即在走向上延伸性差，多数在 400 左右；除藏麻西孔 I-1 银矿体外，所有矿体厚度都小，都不超过 4 m；据深部钻探资料，矿体向深部变贫、变薄，局部矿体在地下较浅部位已尖灭；但是，这些矿体形态较简单，产状在纵深方向上都很稳定。

藏麻西孔矿区构成矿体的氧化物矿石和硫化物矿石在地表相对富集，向深部减少，矿石自然类型接近混合型矿石。矿石矿物有方铅矿、闪锌矿、辉银矿、毒砂及铜蓝、蓝铜矿、孔雀石、硫锑铜矿等，含量 5%；脉石矿物除 IV 矿化带内矿物为辉石、长石、石英、云母等外，其余矿化带内矿物为石英、长石、岩屑及碳酸盐等，含量 95%。金属矿物生成顺序为：方铅矿（闪锌矿、辉银矿）→毒砂，硫锑铜

矿（铜蓝）→蓝铜矿（孔雀石）。矿石结构主要有自形、半自形粒状结构、他形粒状结构及交代结构。矿石构造主要有胶结状、块状、浸染状构造和占次要地位的脉状、条带状构造。

二道沟（含日阿尺）矿区构成矿体的氧化矿石在地表相对富集，向深部减少，矿石自然类型在地表和深部皆为氧化矿石。伴生元素为 Pb, V, Se, S 和 Ag 等。矿石由辉铜矿、蓝辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿、铜蓝、蓝铜矿、孔雀石、钛铁矿、黄铁矿、磁铁矿、石墨、石英、岩屑、少量长石组成。金属矿物生成顺序为：黄铁矿（赤铁矿）→褐铁矿；斑铜矿→黄铜矿（黄铁矿）→辉铜矿（针铁矿、赤铁矿）→孔雀石（褐铁矿）；铜蓝（辉铜矿）→孔雀石（蓝铜矿）。矿石结构主要有半自形—他形晶粒状结构、交代假象结构。矿石构造主要有稀疏星散浸染状构造、脉状构造、条带状构造。

表 2 二道沟铜矿区矿体特征一览表

Tab. 2 The characteristics of Cu ore bodies of Erdaogou

矿体 编号	矿体 长度/m	平均 厚度/m	平均 品位	最高 品位	矿 石 类 型	产状/度		备注
						倾向	倾角	
Ⅵ-1	200	1.32	1.49	1.49	孔雀石化长石石英砂岩型	220	62	二道沟矿区
Ⅵ-2	200	1.73	1.04	1.08	孔雀石化长石石英砂岩型	197	73	
Ⅵ-3	262	1.01	2.39	2.84	蓝铜矿化长石石英砂岩型	205	58	
Ⅵ-4	500	2.25	1.49	2.47	孔雀石化长石石英砂岩型	145	58	
Ⅵ-5	200	1.29	1.54	1.54	蓝铜矿化含碳石英砂岩型	335	62	
Ⅵ-6	137	2.55	2.73	5.44	孔雀石化长石石英砂岩型	5	35	
Ⅵ-7-1	780	4.22	1.12	4.88	孔雀石化长石石英砂岩型	65	42	
Ⅵ-7-2	21	1.25	0.77	0.77	孔雀石化长石石英砂岩型	350	40	
Ⅵ-7-3	210	2.50	3.23	4.88	孔雀石化长石石英砂岩型	350	40	
Ⅵ-8	200	1.20	1.08	1.08	孔雀石化岩屑石英砂岩型	350	50	日阿尺矿区
Ⅶ-1	354	2.03	1.73	3.77	蓝铜矿化长石石英砂岩型	135	51	
Ⅶ-2	150	4.45	0.95	1.64	孔雀石化长石石英砂岩型	135	51	
Ⅸ-1	792	3.40	1.53	3.15	蓝铜矿化长石石英砂岩型	115~170	40~70	
X-1	395	2.24	3.79	12.54	孔雀石化长石石英砂岩型	108	40~35	
X-2	172	1.64	4.23	5.89	孔雀石化长石石英砂岩型	108	35~50	外围
I	200	10.4	4.2	6.43	孔雀石化长石石英砂岩型	210	60	
XV-1	200	2.78	2.1		孔雀石化长石石英砂岩型	210	67	
XV-2	200	1.26	0.78		孔雀石化长石石英砂岩型	20	45	
XVI	450	1.3	0.87		孔雀石化长石石英砂岩型	354~6	55~72	

表 3 托托敦宰铜矿区矿体特征一览表

Tab. 3 The characteristics of Cu ore bodies of Tuotudunzai

矿体 编号	矿体 长度/m	平均 厚度/m	平均 品位	最高 品位	矿 石 类 型	矿体产状/度	
						倾 向	倾 角
V-1	200	1.24	1.46	1.73	蓝铜矿化石英砂岩型	190	65
XⅦ-1	580	1.46	3.14	3.57	辉铜矿化岩屑长石石英砂岩型	175	75
XⅢ-1	980	1.59	1.09	1.64	辉铜矿化岩屑长石石英砂岩型	175	70
XⅣ-1	200	2.68	1.63	1.65	辉铜矿化岩屑长石石英砂岩型	178	58
Ⅶ-1	173.3	3.28	0.91	1.61	辉铜矿化岩屑长石石英砂岩型	170	55
Ⅵ-2	200	1.85	2.40	4.82	辉铜矿化岩屑长石石英砂岩型	170	55
Ⅳ-1	600	1.05	2.83	3.05	辉铜矿化岩屑长石石英砂岩型	170~195	70
V-2	200	2.18	1.19	1.63	孔雀石化长石石英砂岩型	35	71
Ⅷ-1	432.50	1.37	1.94	1.97	孔雀石化长石石英砂岩型	180~210	52~65
Ⅵ-1	300	1.0	1.33	1.46	孔雀石化长石石英砂岩型	160~170	65

托托敦宰矿区矿石自然类型在地表和深部皆为氧化矿石。伴生元素为 Pb, V, Se, S 和 Ag 等。矿石由斑铜矿、铜蓝、蓝铜矿、孔雀石、钛铁矿、黄

铁矿、磁铁矿、石英、岩屑及少量长石组成。金属矿物生成顺序为：黄铁矿（赤铁矿）→褐铁矿；斑铜矿→孔雀石（褐铁矿）；铜蓝（辉铜矿）→孔雀石

(蓝铜矿)。矿石结构主要有半自形—他形晶粒状结构、交代假象结构。矿石构造主要有稀疏星散浸染状构造、脉状构造、条带状构造。

区内主要蚀变为硅化、碳酸盐化、绢云母化、绿泥石化及粘土岩化等。硅化呈细脉状或沿石英边缘生长或表现为硅质胶结物结晶成晶粒状石英；碳酸盐化呈细脉状或表现为胶结物结晶为微粒状方解石；绢云母化的表现形式是，胶结物呈现重结晶现象鳞片状绢云母或粘土矿物重结晶为鳞片状绢云母；绿泥石化表现为胶结物重结晶为显微鳞片状绿泥石；长石表面呈现出轻微的污浊现象是粘土岩化的主要特征。这种蚀变如果发生在灰绿色—浅灰色砂岩中，则在蚀变部位和非蚀变部位之间的差别不大，否则，蚀变区内岩石的颜色变浅，普遍由紫红色变为灰绿色，表现为从岩石边缘向中心部位，颜色由灰绿色变为紫红色，与因发生沉积相变引起的颜色变化极为相似。

4 矿床成因分析

区内的控矿因素可概括为：受同沉积断裂的断陷盆地控制了含矿建造的分布；近东西向发育的局部断裂构造又限制了晚白垩世火山群砂岩夹灰岩及砂岩建造的分布，从而间接控制了矿化带富集区的分布；灰绿色砂岩建造，直接制约了矿体的分布；后期构造运动对矿体进行了改造破坏；岩浆作用对矿体起到了再次富集的作用。

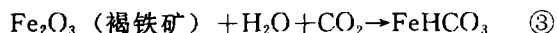
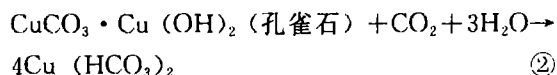
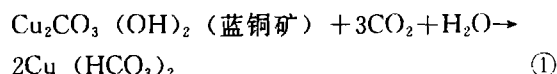
4.1 成矿物质来源

组成风火山群砂岩夹灰岩组和砂岩组中，砾岩的砾石成分复杂，有砂岩、凝灰岩、基性火山岩、灰岩等，砂岩中岩屑成分有基性火山岩、粉砂岩、碳质板岩等，与基底岩石组合一致。晚三叠世地层及其他浅成侵入岩等，为沉积盆地提供了沉积物。由于盆地基底岩石中铜等元素含量普遍较高，为 $33 \times 10^{-6} \sim 116 \times 10^{-6}$ ，最高者达 350×10^{-6} ；基性火山岩砾石的 Cu 含量也达 92×10^{-6} 。因此，周围隆起区也为盆地提供了铜质来源。

4.2 铜质的迁移——矿源层（矿胚层）的形成

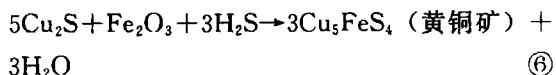
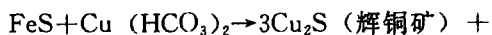
在长期风化作用下，为铜质的表生富集提供了足够的时间，也为其迁移与沉积提供了有利条件。从风火山群砂岩夹灰岩组之砾石、岩屑中铜含量较高，而且钙质和碳质等胶结物中铜含量高于砾石和岩屑

中铜的含量，也高于紫红色砂岩中胶结物中的铜含量，说明铜质的搬运方式以胶体和溶液为主，碎屑及悬浮体次之。铁、铜的氧化物在水动力条件下进行搬运前，在胶体、溶液中可以发生如①，②，③的反应，形成 Cu^{2+} 和 Fe^{2+} 而溶解。



当含 Cu^{2+} 和 Fe^{2+} 的搬运物遇到氧化、酸性环境 ($\text{pH} < 3$, $\text{Eh} > 200$)，一般为陆相湖沉积环境中的扇三角洲沉积相，岩性为紫红色碎屑岩，表现为古湖水动荡，以形成斜层理，较小的交错层理为特征，此时 Fe^{3+} 沉淀，生成 Fe_2O_3 (褐铁矿、赤铁矿) 而 Cu^{2+} 、 Fe^{2+} 不沉淀。

当含 Cu^{2+} 和 Fe^{2+} 的搬运物遇到还原、碱性环境 ($\text{pH} > 7$, $\text{Eh} = 300 \sim 400$)，如果为水下分流河道间相，岩性为灰绿色含碳的碎屑岩，表现为古湖水较平稳，以形成水平层理，粒序层理等为特征，由于这些环境中富含有机质和细菌、碳化植物，对 Cu^{2+} 、 Fe^{2+} 将直接产生吸附作用；如果为水下分流河道相，岩性为灰绿色钙质砂岩、含砾粗砂岩，由于 CO_2 、 H_2O 与 Ca^{2+} 结合产生碳酸钙，或者砂岩中孔隙度大，去气作用强，使 CO_2 减少，在如④，⑤，⑥的化学反应中，有利于辉铜矿的产生，可以生成黄铁矿、辉铜矿、赤铁矿、斑铜矿、黄铜矿等，从而形成了矿源层。



4.3 热液作用——Cu 的初步富集

含铜砂岩中的铜矿物是辉铜矿、斑铜矿及黄铜矿，粒径 $0.81 \sim 0.02 \text{ mm}$ 。沉积阶段形成的硫化铜分散在碎屑之间的胶结物中，还不能集中形成粒状铜矿物，须经成矿流体的活化作用，才能富集成矿。成矿流体来源于成岩压实作用下从岩石裂隙产生的裂隙水、岩石内矿物重结晶产生的结晶水、或者（以藏麻西孔地区为代表的）岩浆热液等，部分富含 H_2S 、 H_2O 、 CO_2 。其主要运移的通道为如前述及的

各类断裂构造和砂岩裂(孔)隙。在古陆与盆地的接触部位,即与晚三叠世地层接触的晚白垩世下岩组砂岩夹灰岩组中空隙率高,已初步成为矿胚层的浅灰色碎屑岩、或由于其为非能干性岩石而产生破碎、已吸附了一定量铜的碳质泥岩,与成矿流体接触,并产生交代作用,使矿胚层中的铜产生正向富集。

4.4 矿胚层的再次氧化富集

地壳抬升,古湖水曾一度退却,指示还原环境的水下分流河道相及水下分流河道间相上升至氧化环境,矿胚层在 CO_2 、 H_2O 等作用下,生成孔雀石、蓝铜矿等,发生了铜的再次富集,初步形成了矿(化)体。

4.5 矿体的后期变化

由于风火山盆地的收缩作用,地层发生褶皱,用各类断层为边界的地层、矿体一头完全出露于地表。赋存于地层中原处于平衡状态的含矿热液,在当时较干旱、蒸发作用非常强烈、水系不发育的气候条件下,又参与了 CO_2 、 H_2O 等作用。在这些综合因素的影响下,或生成辉铜矿、铜蓝等,或生成孔雀石、蓝铜矿等后,又附着于原地。最终产生了矿(化)体在地表的高度富集,产生了现在意义的矿体。

综上所述,二道沟、托托敦宰地区矿体产于晚白垩世风火山群砂岩夹灰岩组地层中,日阿尺地区矿体产于晚白垩世风火山群砂岩组地层中,矿体具有一定的层位限制。这是由于水下分流河道沉积作用,产生了具有一定矿源层(矿胚层)性质的浅灰色砂岩,成岩作用过程中经压实将产生热液,这些热液沿断裂和砂岩裂隙运移,到达浅色层时,对其内的以铜为主的多金属矿体产生活化,发生正向富集,初步形成初具规模的铜矿体。这种成矿作用解释了在碳质粉砂岩中铜品位较高和灰绿色地层中岩性相似,而含矿性差异大的原因。同时又解释了①在具波状层理,而又在颜色上表现为紫红色的砂岩中也可见有较强的孔雀石化的原因。②蚀变区内岩石的颜色普遍由紫红色变为灰绿色,在蚀变较弱的部位,表现为从岩石边缘向中心部位,颜色由灰绿色变为紫红色,其与因发生沉积相变引起的颜色变化极为相似。上述成因类型属砂岩型铜矿床。

藏麻西孔地区铜、银矿体产于斑岩体接触带外围的晚白垩世风火山群砂岩夹灰岩组二岩段地层中,具有一定的层位限制。这是由于水下分流河道

沉积作用,产生了具有一定矿源层性质的浅灰色砂岩,成岩作用过程中经压实将产生热液,这些热液沿断裂和砂岩裂隙运移,到达浅色层时,对其内的以铜为主的多金属矿体产生活化,发生正向富集,初步形成初具规模的铜矿体。然后,在附近喜山期岩体的作用下,对其内的地层将产生以角岩化作用为特征的热变质作用,在变质脱水过程中产生的含铜、银的流体又沿断裂带和砂岩裂隙进行运移,到达含矿部位时又发生第二次矿化富集,形成了藏麻西孔地区银含量较高的铜、银矿体。该区内铜品位较高、辉银矿等高温矿物及特有的以角岩化为主的蚀变说明了其成矿叠加性和形成温度比较高,其成因类型属高温热液矿床。岩体中的矿脉属岩浆热液型矿床。

5 结论

风火山铜矿床属于砂岩型铜矿床,矿体均呈夹层产于风火山群砂泥岩地层中,含矿层岩性均为浅灰—灰绿色,厚—中厚层状细粒(含砾)岩屑石英砂岩夹深灰色薄层碳质泥岩。风火山盆地的形成经历了基底、古地貌盆地、沉积盆地及构造盆地四个阶段,是本区地质构造演化的主线。断陷盆地控制了含矿建造的分布;局部断裂构造又限制了晚白垩世风火山群砂岩夹灰岩及砂岩建造的分布,从而间接控制了矿化带富集区的分布;灰绿色砂岩建造,直接制约了矿体的分布;后期构造运动对矿体进行了改造破坏;岩浆作用对矿体起到了再次富集的作用。

参考文献:

- 莫宜学,路凤香,沈上越,等.三江特提斯火山作用与成矿[M].北京:地质出版社,1993.267.
- 潘桂棠,陈智梁,李兴振,等.东特提斯地质构造形成演化[M].北京:地质出版社,1997.218.
- 李兴振,刘增乾,潘桂棠,等.西南三江地区大地构造单元划分及地史演化[J].成都地质矿产研究所所刊,1991.13:1-19.
- 孙晓猛,张保民,聂泽同,等.滇西北金沙江带蛇绿岩蛇绿混杂岩形成环境及时代[J].地质论评,1997.43(2):113-120.
- 刘本培,冯庆来,方念乔.滇西南昌宁孟连带和澜沧江带特提斯多岛洋构造演化[J].地球科学,1993.18(5):529.
- 青海省地质矿产局.青海省区域地质志[M].北京:地质

出版社, 1991. 662.

张以菊, 郑健康. 青海可可西里及邻区地质概论 [M]. 北京: 地震出版社, 1994. 40-44, 177.

尹集祥, 徐均涛, 刘成杰, 等. 拉萨至格尔木的区域地层 [A]. 见: 中英青藏高原综合地质考察队. 青藏高原地质演化 [C]. 北京: 科学出版社, 1990. 1-48.

青海省地质矿产勘查开发局. 青海省第三轮成矿远景区划研究及找矿靶区预测 [R]. 2003.

刘志飞, 等. 青藏高原北部可可西里盆地第三纪风火山群沉积环境分析 [J]. 沉积学报, 2001, 19 (1): 20-27

References:

Mo Xuanxue, Lu Fengxiang, Shen Shangyue, et al. Sanjiang Tethyan volcanism and related mineralization [M]. Beijing: Geological Press, 1993. 267.

Pan Guitang, Chen Zhiliang, Li Xingzhen, et al. Geological-tectonic evolution in the eastern Tethys [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1997. 218.

Li Xingzhen, Liu Zengqian, Pan Guitang, et al. The southwest district of sanjiang tectonic unit dividing and evolution [J]. Chengdu Geological Institute, 1991, 13: 1-19.

Sun Xiaomeng, Zhang Baomin, Nie Zetong, et al. Formation age and environment of phillite and philitic mélange in the Jinshajiang belt, northwestern Yunnan [J]. Geological Review, 1997, 43 (2): 113-120.

Liu Benpei, Feng Qinglai, Fang Nianqiao. The southwest Chang Ningmenglian belt and Lancang river belt Tertiary islands ocean tectonic evolution in Yunnan [J]. Geoscience, 1993, 18 (5): 529.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai Province, Regional geology of qinghai province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991.

Zhang Yifu, Zheng Jiankang. Geology introduction of KeKe XiLi and adjacent in Qinghai [M]. Beijing: Seismology Press, 1994. 40-44, 177.

Yin Jixiang, Xu Juntao, Liu Chengjie, et al. The district Layer from Lasa to Geermo [M]. Beijing. Science Press, 1990. 1-48.

Liu Zhifei, et al. The Qinghai-Tibet plateau northern Kekexili basin Tertiary Fenghuoshan group deposit environment analyzing [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2001, 19 (1): 20-27.

Genesis and Characteristics of Copper Deposits in Fenghuoshan Mountains

LIU Zhi-yong¹, ZHANG Kai-cheng¹, SONG Zhong-bao², LIU Shu-ying³

(1. Qinghai Geological Survey Institute, Xining, 810012, China;

2. Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an, 710054, China;

3. Qinghai Hydrogeology and Engineering Geology Exploration Institute, Xining, 810008, China)

Abstract: Copper deposits of the Fenghuoshan area geologically occur in the western portion of the Sanjiang nonferrous and noble metal mineralization belt, which is well known in China. The previous backward work hinders the study of the mineralization settings and genesis of the deposits. Recently, as geological survey and mineral resource exploration are carried out, some general geological information has become clear. As a result, sedimentary circumstances of the Fenghuoshan group, its sequences and the ore-bearing strata as well as the deformation sequences have been determined. Based on field work, we have analyzed the characteristics and genesis of the copper deposits. It is suggested that the Fenghuoshan copper deposits are hosted by sandstones, the ore bodies usually appear in grey and thick to intermediate thick, fine-grained quartz lithic sandstones intercalating with thin carbonaceous mudstones.

Key words: Fenghuoshan group; ore deposit geology; genesis; sandstone type copper deposit