

文章编号: 1009-6248(2008)02-0041-08

青藏高原风火山盆地地层含矿性及矿床成因研究

张尊侠¹, 侯梦卫¹, 郭兴华², 盛廷福¹, 王存¹

(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)

摘 要: 通过对盆地形成过程的研究, 认为风火山盆地经历了基底、古地貌盆地、沉积盆地及构造盆地 4 个阶段, 在晚白垩世沉积形成。地层含矿性特征表明, 晚白垩世风火山群砂岩夹灰岩组和砂岩组地层是含矿地层, 其中砂岩夹灰岩组是主要含矿地层, 与铜矿成矿关系密切。矿床成因分析认为, 盆地附近的隆起区作为蚀源区, 其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, 也为盆地地层沉积提供了铜质来源。在砂岩夹灰岩组和砂岩组地层中, 还原、碱性环境下沉积形成的灰绿色碎屑岩形成了矿源层, 经过后期的活化、迁移、富集, 形成了沉积-改造型层控铜矿床。

关键词: 风火山盆地; 沉积相; 地层; 成矿成因

中图分类号: P612 **文献标识码:** A

1 地质背景

风火山盆地地处三江成矿带西段, 位于青海唐古拉山北坡。覆盖于金沙江缝合带(即西金乌兰湖-玉树深大断裂)之上, 北部属可可西里—松潘晚华力西—印支期古特提斯残留洋主体。南部为古特提斯残留洋的岛弧及弧后盆地区。其北部属松潘-甘孜地块, 南部属羌塘地块(图 1)。区内仅发育中、新生代地层。缝合带以北分布的地层主要为晚三叠世巴颜喀拉山群, 缝合带以南为晚三叠世巴塘群和结扎群。

各群沉积环境、建造及形变特征均有所差异。晚白垩世和第三纪地层叠覆于两大构造单元之上, 其分布和沉积特征与陆内叠覆造山或南特提斯远程影

响有关。铜矿点集中, 异常明显, 浅色地层分布相对广泛, 构成盆地内独特的成矿单元(张雪亭等, 2007; 尹安, 2001; 青海省地矿局, 1982)。

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、第三纪红色碎屑岩夹膏盐层陆源碎屑岩及第四纪地层组成(青海省地矿局, 1990, 1991)。

区内岩浆活动和变质作用较弱; 断裂和褶皱发育程度不一, 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, 表现为长期活动、多次复活的特征。

区内已发现铜矿点 5 处, 铜品位在 0.64%~14.88%, 各矿点矿层受地层层位控制明显, 具有较好的铜矿找矿前景。

收稿日期: 2007-09-29; **修回日期:** 2008-04-21

基金项目: 中国地质调查局国土资源大调查项目“青海可可西里山风火山地区铜矿评价”(项目编号: 200110200071)

作者简介: 张尊侠(1965-), 男, 研究生, 工程师, 1990年毕业于西安地质学院地勘系, 现在青海省地质调查院从事商业性联合地质矿产勘查管理和地质找矿研究工作。通讯地址: 810012, 西宁市南川西路 107 号, 青海省地质调查院。电话: 0971-6257552; Email: qhzzx@163.com。

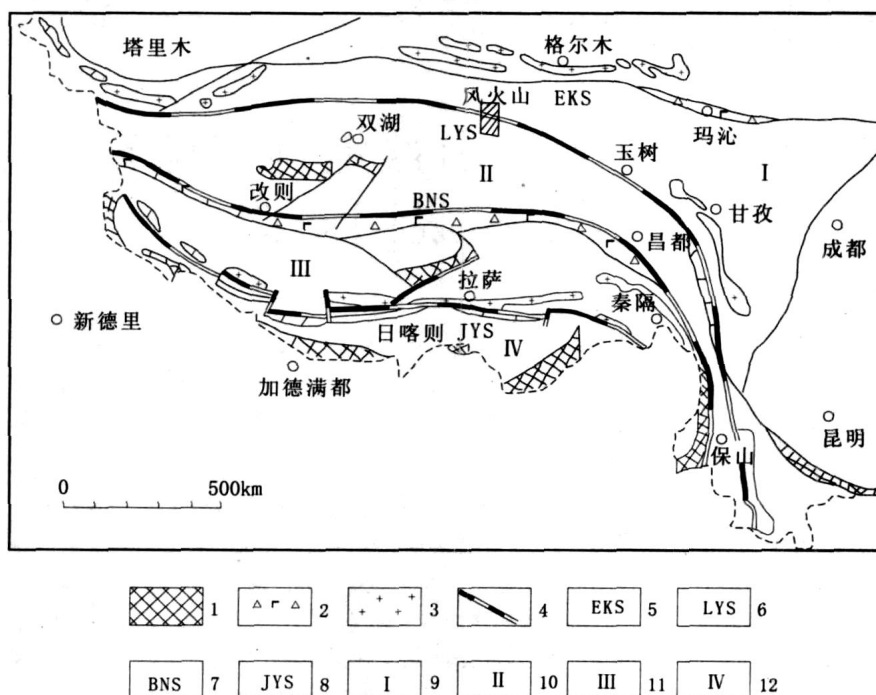


图1 风火山大地构造位置图

Fig. 1 Geotectonic location map of Fenghuoshan

1. 基底; 2. 大洋壳; 3. 与俯冲有关的花岗岩; 4. 缝合带; 5. 昆仑缝合带; 6. 金沙江缝合带; 7. 班公湖-怒江缝合带;
8. 印度河-雅鲁藏布缝合带; 9. 班公湖-怒江缝合带; 10. 班公湖-怒江缝合带; 11. 班公湖-怒江缝合带; 12. 班公湖-怒江缝合带

2 沉积相及地层含矿性

2.1 盆地的形成及沉积相

盆地的形成经历了基底、古地貌盆地、沉积盆地、及构造盆地4个阶段。晚三叠世,古特提斯洋俯冲,藏北古陆与劳亚大陆发生碰撞,形成了金沙江缝合带,风火山盆地基底演化完毕。早白垩世末,由于冈底斯弧后伸展与班公湖-怒江缝合带的联合作用,各种大型断层的产生引起差异性沉降,致使潘基亚大陆南缘发生陆内造山,形成了风火山压陷古地貌盆地。晚白垩世,风火山地区气候干燥炎热,在风火山古地貌盆地中发生了同沉积作用,沉积了一套红色陆相碎屑岩建造和少量的灰绿色水下分流河道相碎屑建造,构成了风火山沉积盆地(宋忠宝等,2004;安永胜等,2004)。晚白垩世末—第四纪,南特提斯洋关闭,印度板块与潘基亚大陆碰撞,盆地内地层发生了褶皱和断裂,致使风火山沉积盆地发生叠覆造山作用,成为山地地貌。研究表明,风火山盆地总体上呈现为向东开口的北西西—南东东

向指状盆地,盆地内占地层总量95%以上的紫红色岩层属陆相湖沉积环境中的扇三角洲沉积相,扎西尔日一带处于近端扇,二道沟一带处于中扇,托托敦宰一带为远端扇。从扎西尔日至托托敦宰均有铜矿点分布,含铜的浅色地层属网状水系水下分流河道相及水下分流河道间沉积相(图2)。

该盆地沉积地层主要为晚白垩世风火山群砂岩夹灰岩组(K_2fn^a)和砂岩组(K_2fn^b),第三纪渐新世雅西错组岩屑砂岩、泥岩、黏土岩及钙质砂岩。其中晚白垩世风火山群地层是含矿地层,与铜成矿关系密切(刘志勇等,2003;李洪普等,2003;刘永成等,2004)。

2.2 砂岩夹灰岩组(K_2fn^a)地层及含矿性

砂岩夹灰岩组是主要含矿地层,分为4个岩段。

一岩段(K_2fn^{a-1}):该岩段为紫红色中厚层细粒长石石英砂岩,岩屑长石砂岩夹紫红色中薄层粉砂质泥岩,偶夹晶屑安山岩、灰绿色中细粒(含铜)岩屑石英砂岩。向东,铜矿化带变宽,矿化强。该岩段与上覆二岩段呈整合接触。

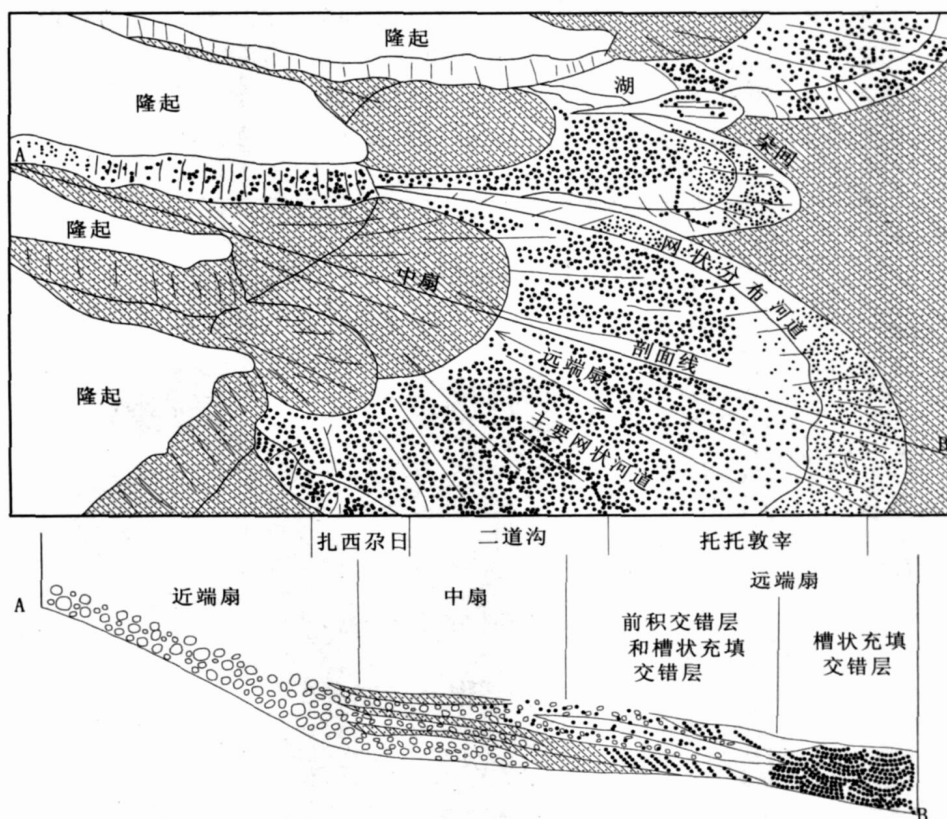


图2 风火山地区冲积扇相环境分布图

(据 Reading, 1978)

Fig. 2 The distribution of alluvial fan environment in Fenghuoshan mountains

(After Reading, 1978)

二岩段 (K_2fn^{a-2}): 该岩段底部为紫红色中厚—厚层中粗粒长石石英砂岩夹紫红色厚层粉砂岩, 偶夹含铜砂岩; 中部为紫灰—紫红色厚层细粒岩屑长石石英砂岩; 顶部为灰绿色厚层中细粒 (含铜) 岩屑石英砂岩。

根据具体岩性、岩性组合及含矿性, 将二岩段划分为: K_2fn^{a-2-1} 、 K_2fn^{a-2-2} 、 K_2fn^{a-2-3} 及 K_2fn^{a-2-4} 四层。

第一层 (K_2fn^{a-2-1}): 为紫红色厚层中粗粒长石石英砂岩夹紫红色厚层粉砂岩, 偶夹灰绿色石英粉砂岩及沉凝灰岩, 厚 30.19 m。其与上覆及下伏岩段呈整合接触。

第二层 (K_2fn^{a-2-2}): 为灰紫—紫红色厚层细粒岩屑长石砂岩夹紫红色厚层粉砂质泥岩、深灰色中层含粉砂生物碎屑泥质灰岩, 厚 230.01 m。横向上, 由西向东, 第二岩性层中所夹深灰色生物碎屑灰岩,

有 8~9 层之多, 灰岩层沿走向厚度及岩性均十分稳定, 岩石粒度由中细粒变为细粒; 垂向上, 从下至上, 岩石岩性由岩屑砂岩变为长石石英砂岩; 岩石粒度由中细粒 细粒 粉砂之间变化。该层中深灰色中层含粉砂质生物碎屑泥晶灰岩中含铜矿体。其与上覆 K_2fn^{a-2-3} 地层呈整合接触。

第三层 (K_2fn^{a-2-3}): 为灰紫色厚层中—中粗粒长石石英砂岩夹紫红色巨厚—厚层粉砂质泥岩组成, 厚 182.51 m。其与上覆 K_2fn^{a-2-4} 地层呈整合接触。

第四层 (K_2fn^{a-2-4}): 为灰绿色厚层中细粒 (含铜) 岩屑石英砂岩夹灰绿色中厚层 (含铜) 复成分砾岩、深灰色薄层 (含铜) 碳质泥岩, 厚度 15.99 m。横向上, 由西向东, 灰绿色厚层含铜砂砾岩层沿山脊一线分布; 岩性由岩屑石英砂岩变为长石石英砂岩; 粒度由中细粒砂岩夹复成分砾岩变为细粒砂岩;

钻探资料证实,垂向上,由下至上,岩性变化表现为:浅灰色中层含泥砾中细粒(含铜)岩屑石英砂岩夹复成分砾岩 浅灰色厚层中细粒(含铜)岩屑石英砂岩 浅灰色中层岩屑石英粉砂岩 深灰色薄

层碳质泥岩组成,粒度由粗变细,再由粗变细,共出现多个沉积韵律(图3)。该层皆由浅色层组成,含有较高的碳质,铜异常高,为重要的含铜层位。其与上覆 K_2fn^{a-3} 地层呈整合接触。

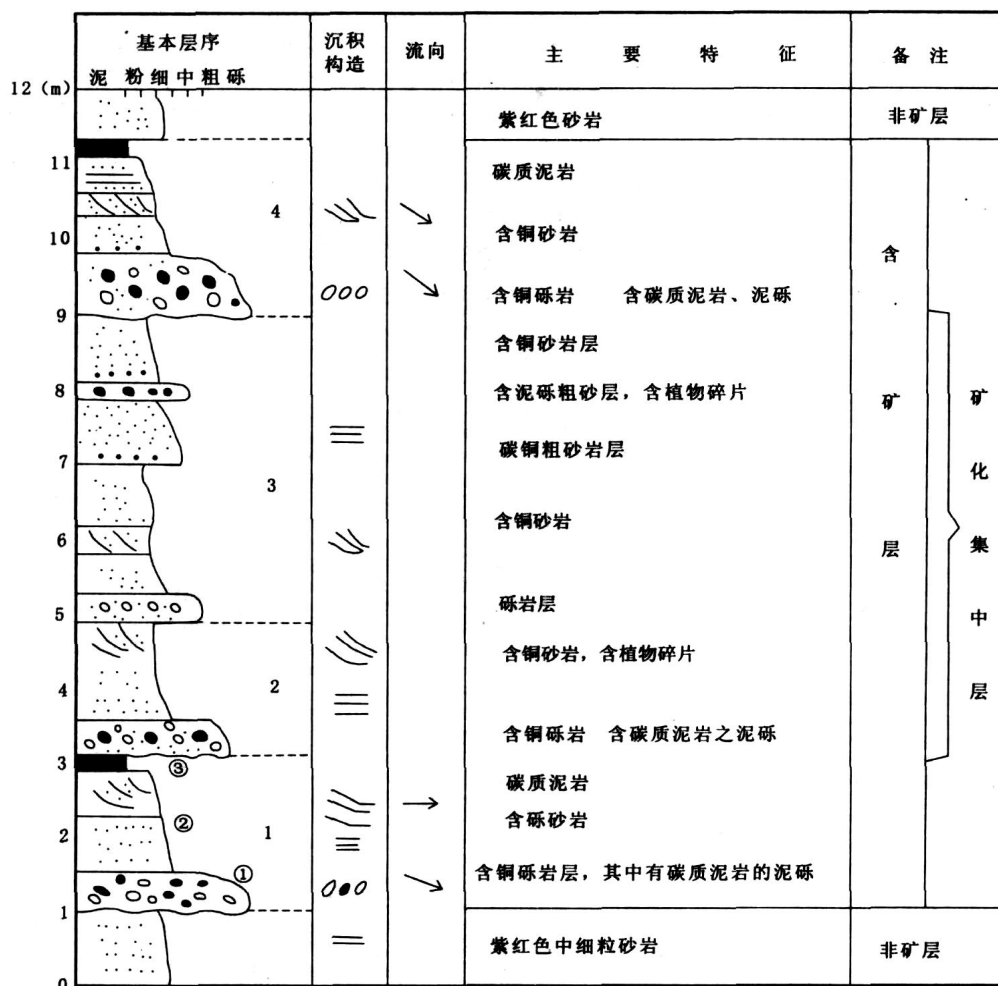


图3 K_2fn^{a-2-4} 基本层序特征

Fig. 3 The basic stratigraphic characteristics of K_2fn^{a-2-4}

二岩段中第四层为主要含矿层,二道沟矿区的大多数矿体产于该地层(K_2fn^{a-2-4})中。

三岩段(K_2fn^{a-3}):该岩段中灰绿色细粒(含铜)岩屑石英砂岩、灰绿色薄层砂质灰岩、灰绿色中层状砂质泥灰岩及局部的浅灰色中厚层细粒(含铜)岩屑石英砂岩都为含矿层,其特征表现为:下部含铜砂岩层厚而集中,上部薄而分散;由下至上,含铜砂岩层的层数由少变多,其内所夹砂质灰岩也由厚变薄。该岩段中所夹含铜砂岩层较多,达8~9层,品位0.2%~1.1%,最高达5.2%。是托托敦

宰矿区的主要含矿层位之一。该层与上覆四岩段整合接触。

根据具体岩性、岩性组合及含矿性,将三岩段划为 K_2fn^{a-3-1} 、 K_2fn^{a-3-2} 、 K_2fn^{a-3-3} 、 K_2fn^{a-3-4} 及 K_2fn^{a-3-5} 五层。

第一层(K_2fn^{a-3-1}):为灰紫色厚—巨厚层中细—中粗粒岩屑长石砂岩、岩屑长石石英砂岩及紫红色中薄层粉砂质泥岩夹灰绿色厚层中细粒(含铜)岩屑石英砂岩,厚度1150.42m。其与上覆 K_2fn^{a-3-2} 地层呈断层接触。

第二层 (K_2fn^{a-3-2}): 为紫红色—桔红色厚层粉砂质泥岩, 厚度大于 727.74 m。横向、垂向上基本稳定。其与上覆 K_2fn^{a-3-3} 地层呈整合接触。

第三层 (K_2fn^{a-3-3}): 为紫红色厚层细粒岩屑长石砂岩与紫红色厚—巨厚层粉砂质泥岩互层, 厚度 866.02 m。该层中鲜见浅色砂岩, 几乎没发现铜矿(化)体。其与上覆 K_2fn^{a-3-4} 地层呈整合接触。

第四层 (K_2fn^{a-3-4}): 为浅灰色中厚层细粒(含铜)岩屑石英砂岩夹薄层碳质泥岩与灰紫色厚层细粒钙质长石石英砂岩夹紫红色泥岩互层, 厚度 200.78 m。横向上, 从西向东连续性较好, 延伸稳定, 岩石碎屑粒度也较稳定; 垂向上, 由下至上, 岩石岩性表现为: 浅灰色中层细粒(含铜)岩屑石英

砂岩夹深灰色薄层粉砂质泥岩 灰紫—紫红色中厚层钙质细粒长石石英砂岩夹紫红色薄层泥岩、浅灰色中层细粒(含铜)岩屑石英砂岩夹深灰色薄层粉砂质泥岩 灰紫—紫红色中厚层钙质细粒长石石英砂岩夹紫红色薄层泥岩的多个沉积韵律, 含铜砂岩的特征表现为: 下部含铜层厚而铜质集中, 上部薄而分散。含矿性: 该岩层中所夹含铜砂岩层较多, 有 10 层以上, 是托托敦宰地区 K_2fn^{a-3} 的主要含矿层位。该层与上覆 K_2fn^{a-3-5} 地层呈整合接触(图 4)。

第五层 (K_2fn^{a-3-5}): 为灰紫色厚层中细粒岩屑长石石英砂岩夹紫红色中薄层粉砂质泥岩夹灰色中薄层灰岩、砂质灰岩, 厚度 543.78 m。其与上覆 K_2fn^{a-4} 地层呈整合接触。

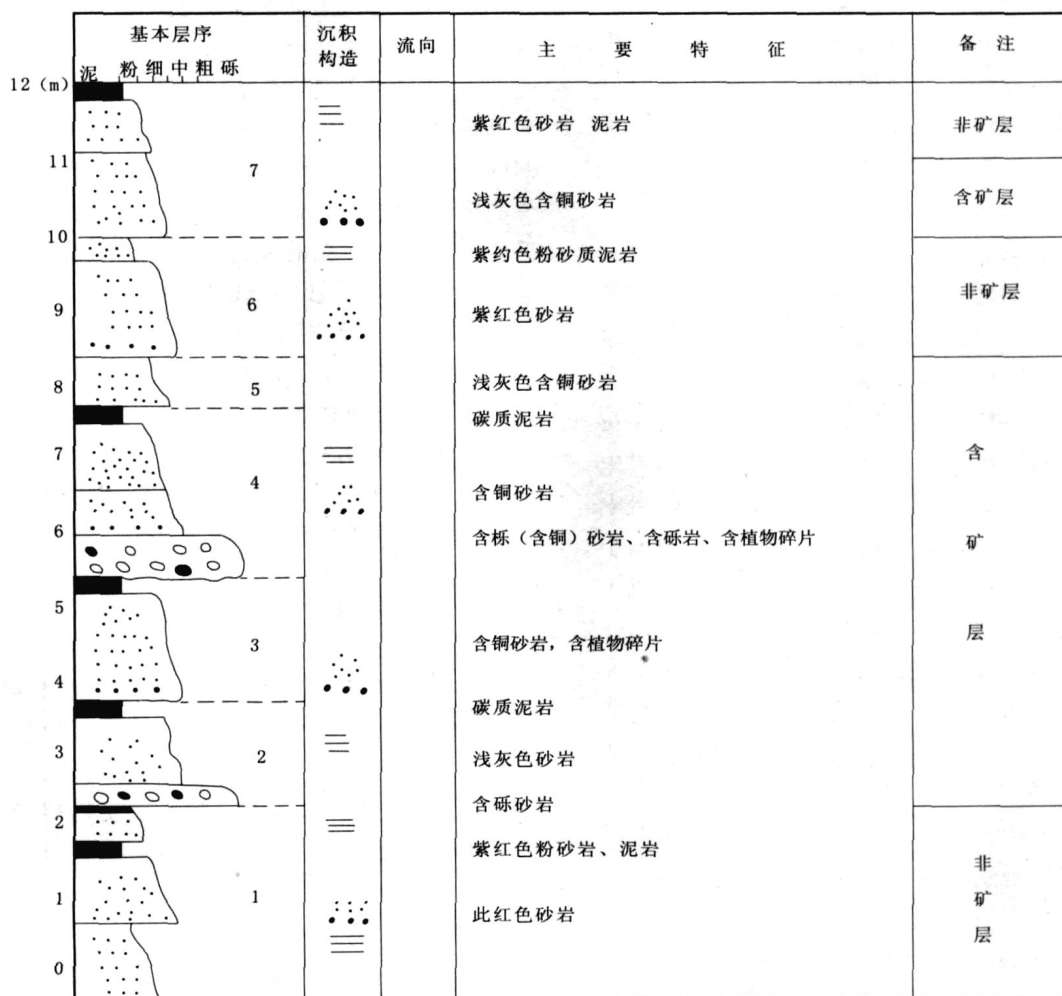


图 4 K_2fn^{a-2-4} 基本层序

Fig. 4 The basic strata sequence of K_2fn^{a-2-4}

托托敦宰矿区的所有矿体产于三岩段第四层 (K_2fn^{a-3-4}) 中。

四岩段 (K_2fn^{a-4}): 该岩段为紫红—桔红色厚层岩屑长石石英砂岩。根据区调资料, 横向上, 自西向东, 岩石碎屑粒度由粗变细; 垂向上, 自下至上, 岩石碎屑粒度由粗变细。灰绿色厚层细粒 (含铜) 岩屑石英砂岩为该岩段中的重要含矿层位, 该岩段与上覆砂岩组 (K_2fn^b) 呈整合接触。

2.3 砂岩组 (K_2fn^b) 地层及含矿性

砂岩组 (K_2fn^b) 厚度 2 376.11 m。根据岩性、岩性组合及沉积旋回等划分为一岩段 (K_2fn^{b-1}) 和二岩段 (K_2fn^{b-2})。

一岩段 (K_2fn^{b-1}): 厚度大于 786.86 m。该岩段为桔红色厚层中细粒岩屑长石石英砂岩夹紫红色中薄层粉砂质泥岩, 灰色厚层中粗粒岩屑长石石英砂岩与紫红色厚层粉砂岩互层, 局部夹灰色中层状砾岩。该岩段与上覆二岩段 (K_2fn^{b-2}) 呈整合接触。

二岩段 (K_2fn^{b-2}): 厚度 1 589.25 m。该岩段岩性为桔红—紫红色厚层细粒岩屑长石石英砂岩, 岩屑长石砂岩夹紫红色中—中薄层粉砂质泥岩, 泥岩偶夹灰绿色中厚层细粒 (含铜) 岩屑石英砂岩。该岩段与上覆第三纪地层呈角度不整合接触。

上述地层含矿特征表明, 含铜砂岩主要赋存在砂岩夹灰岩组的顶部层位。经野外观察发现砂岩中铜矿化都和有机质有关。其主要特征是含铜砂岩中有较多的碳质碎屑, 包括较粗大的植物基干和细小的碳化植物碎片, 铜矿物主要吸附在碳屑中形成了矿胚层而构成了区内直接成矿物源层, 因而矿化强弱受炭屑物质的分布多少所控制, 铜品位的高低和有机炭及有机硫的含量成正比关系, 矿化部分与非矿化部分之间在颜色上为渐变关系。这种颜色上的变化既反映了铜只在还原环境下沉积, 又反映了沉积环境的不稳定性。因此, 含铜砂岩明显受地层层位的控制, 特别是受浅色岩石层位的控制。其沉积环境为水下分流河道相或水下分流河道间相。此外, 钻孔验证结果显示, 浅色地层比较稳定, 并具有一定的延伸, 说明这些浅色地层的沉积环境是在网状水系作用下形成的。

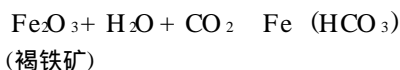
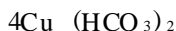
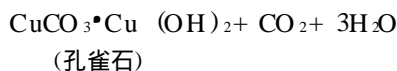
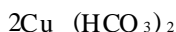
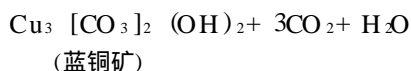
3 矿床成因探讨

3.1 成矿物质来源

组成风火山群砂岩夹灰岩组和砂岩组厚达 4 998.5 m, 在含铜地层中, 砾岩的砾石成分复杂, 有砂岩、凝灰岩、基性火山岩、灰岩等, 砂岩中岩屑成份有基性火山岩、粉砂岩、碳质板岩等, 与基底岩石组合一致。显然, 蚀源区就是盆地附近的隆起区, 即: 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, 在 $33 \times 10^{-6} \sim 116 \times 10^{-6}$, 最高者达 350×10^{-6} ; 基性火山岩砾石的铜含量也达 92×10^{-6} 。因此, 周围隆起区也为盆地提供了铜质来源 (袁见齐等, 1985)。

3.2 铜质的迁移——矿胚层的形成

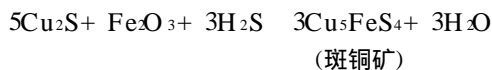
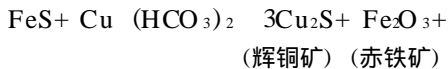
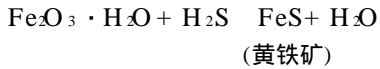
长期风化作用为铜质的表生富集提供了足够的时间, 也为其迁移与沉积提供了有利条件。从风火山群砂岩夹灰岩组之砾石、岩屑中铜含量较高, 而且钙质和碳质等胶结物中铜含量高于砾石和岩屑中铜的含量, 也高于紫红色砂岩中胶结物中的铜含量, 说明铜质的搬运方式以胶体、溶液为主, 碎屑及悬浮体次之。铁、铜的氧化物在水动力条件下进行搬运前, 在胶体、溶液中可以发生如下 ~ 反应, 形成 Cu^{2+} 和 Fe^{2+} 而溶解。



当含 Cu^{2+} 和 Fe^{2+} 的搬运物遇到氧化、酸性环境 ($pH < 3$, $Eh > +200$), 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 ($pH > 7$, $Eh = +300 \sim -400$), 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, 因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, 在如下 ~ 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, 从而形成了矿胚层。



3.3 热液作用——铜的初步富集

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。成矿流体来源于沉积岩压实作用下从岩石孔隙产生的裂隙水、岩石内矿物重结晶产生的结晶水、或者岩浆热液等, 部分富含 H_2S 、 H_2O 、 CO_2 , 其主要运移的通道是各类断裂构造和砂岩裂(孔)隙。在古陆与盆地的接触部位, 即与晚三叠纪地层接触的晚白垩世下岩组砂岩夹灰岩组(K_2fn^a)中孔隙率高, 已初步成为矿胚层的浅灰色碎屑岩, 并吸附了一定量铜的碳质泥岩, 与成矿流体接触, 产生交代作用, 使矿胚层中的铜产生正向的不均一性富集。

3.4 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通道相及水下分流通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, 形成铜的再次不均一性富集, 初步形成了矿(化)体。

3.5 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, 以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, 或又生成孔雀石、蓝铜矿等后, 并附着于原地, 最终产生了矿(化)体在地表相对均匀化的高度氧化富集, 产生了

现在意义的地表矿体。

4 结论

风火山盆地经历了基底、古地貌盆地、沉积盆地及构造盆地4个阶段, 在晚白垩世沉积形成。盆地附近的隆起区作为蚀源区, 其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, 也为盆地地层沉积提供了铜质来源。晚白垩世风火山群砂岩夹灰岩组和砂岩组地层是含矿地层, 砂岩夹灰岩组是主要含矿地层与铜矿成矿关系密切。在砂岩夹灰岩组和砂岩组地层中, 还原、碱性环境下沉积形成的碎屑的灰绿色碎屑岩形成了矿源层, 矿源层中含有碳质, 铜矿质的富集与有机质关系密切, 铜矿质经过后期的活化、迁移、富集, 形成了沉积-改造型层控铜矿床。

参考文献 (References):

- 张雪亭, 杨生德. 等, 青海省板块构造研究 [M]. 北京: 地质出版社, 2007.
- 青海省地矿局, 青海省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1982.
- 青海省地矿局. 青海省 1:20 万错仁德加幅区域地质调查报告 [R]. 北京: 地质出版社, 1990.
- 青海省地矿局. 青海省 1:20 万五道梁幅区域地质调查报告 [R]. 北京: 地质出版社, 1991.
- 青海省地矿局. 青海省 1:20 万沱沱河幅区域地质调查报告 [R]. 北京: 地质出版社, 1990.
- 刘志勇等, 青海省治多县风火山地区铜矿普查报告 [R]. 2003.
- 李洪普. 等, 风火山盆地二道沟砂岩型铜矿床成矿地质特征及找矿方向 [J]. 青海省国土经略, 2003. 3.
- 宋忠宝, 李文明, 李长安. 等, 青藏高原可可西里风火山盆地白垩纪砂岩粒度特征与沉积环境 [J]. 西北地质, 2004, 37, (2): 63-68.
- 刘永成. 等, 二道沟砂岩型铜矿成矿地质背景与找矿标志 [J]. 青海省国土经略, 2004.
- 安永胜, 邓中林, 庄永成. 等, 风火山群的物质特征及时代讨论 [J]. 西北地质, 2004, 37, (1).
- 尹安. 喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长 [J]. 地球学报, 2001, 22 (3): 195-223.
- 袁见齐, 朱上庆, 翟裕生. 矿床学 [M]. 北京: 地质出版社, 1985.

- ZHANG Xueting, YANG Shengde, et al. Research of Qinghai Plate Tectonic [M]. Geological Press, Beijing, 2007.
- Geological and Mineral Resource Bureau of Qinghai Province. Geological and Mineral Resource Bureau of Qinghai Province. Qinghai province regional geological topolgy [M]. Geological Press, Beijing, 1992.
- Geological and Mineral Resource Bureau of Qinghai Province. Qinghai 1:200000 Cuorende regional geology exploration report [R]. Geological Press, Beijing 1990.
- Geological and Mineral Resource Bureau of Qinghai Province. Qinghai 1:200000 Wudaoliang regional geology exploration report [R]. Geological Press, Beijing, 1991.
- Geological and Mineral Resource Bureau of Qinghai Province. Qinghai 1:200000 Tuotuo river regional geology exploration report [R]. Geological Press, Beijing, 1990.
- LIU Zhiyong, et al. Qinghai province Zhiduo county Fenghuoshan Mountains copper mining survey report [R]. 2003.
- LI Hongpu, et al. Fenghuoshan Basin Erdaogou sandrock copper deposit mineral geological characteristics and mining direction [J]. Qinghai Province Land and Jinglue, 2004, (1).
- SONG Zhongbao, LI Wenming, LI Changan, et al. Qinghai-Tibet Plateau Kekexili Fenghuoshan basin Cretaceous sandrock grain size characteristics and deposit environment [J]. Northwest Geology, 2004.
- LIU Yongsheng, et al. Erdaogou sandrock copper deposit geological environment and mining sing [J]. Qinghai province Land and Jinglue, 2004, (1).
- AN Yongsheng, DENG Zhonglin, ZHUANG Yongcheng etc. Material characteristics and times discussion of Fenghuoshan Mountains [J]. Northwestern Geology, 2004, 37 (1): 63-68.
- YUAN, Ximalaya-Qinghai-Tibet plateau orogene geological evolution-Phanerozoic Asia Continent growth [J]. Earth Journal, 2001, 22 (3): 195-223.
- YUAN Jianqi, ZHU Shangqing, ZHA I Yusheng. Deposit Geology [M]. Geological Press, Beijing, 1985.

Research on Status Property and Deposit Genetic of Fenghuoshan Basin in Qinghai-Tibet Plateau

ZHANG Zun-xia¹, HOU Meng-wei¹, GUO Xing-hua²,
SHENG Ting-fu¹, WANG Cun¹

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

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

Abstract: Through the research on formation processes of basin, this article indicated that Fenghuoshan basin has passed four stages: basement, palaeogeomorphology basin, sedimentary basin and structural basin, formed in late Cretaceous deposit. The characteristics of status property indicated that the late Cretaceous Fenghuoshan mountains sandstones sonin rock complement and sandstone status are ore-bearing, sandstone sonin rock complement is main ore-bearing status, and have close relationship with copper mining. Deposit genetic analysis consider, as provenance area, uplifted area close to basin and its late Triassic status and other shallow intrusive rock, provides sediment to deposit status, also provides copper to basin status deposit. In sandstones sonin rock complement and sandstone status, celadon detritus, deposit formed under reaeration, alkali environment, become source of ore, and through last activates, relocation, concentration, and formed deposit, ie. the reformed lamellar copper deposit.

Key words: Fenghuoshan basin; precipitation facies; status; metallogenetic origin