

滇西南翁孔坝铜多金属矿床热液蚀变分带 及元素迁移规律

曾淑明^{1,2)}, 韩润生^{1,2)}, 张艳^{1,2)}, 刘飞^{1,2)}, 王明志^{1,2)}, 吴子卓^{1,2)}, 田映天^{1,2)}

1) 昆明理工大学国土资源工程学院, 昆明, 650093;

2) 有色金属矿产地质调查中心西南地质调查所, 昆明, 650093

内容提要:翁孔坝铜多金属矿床是近年来滇西南地区新发现的矿床之一。尽管前人在区域内开展了大量的研究, 但对该矿床却鲜有涉及, 因其热液蚀变特征及其地球化学找矿标志不明, 制约了该矿床的深部找矿勘查工作。笔者等在矿化—蚀变矿物组合研究的基础上, 对矿区内典型纵向剖面中各蚀变带的样品开展了元素地球化学定量分析, 采用质量平衡计算方法和热液蚀变指数定量分析手段, 研究矿化蚀变带中元素迁移特征。结果表明, 热液蚀变具有明显的垂向分带特征, 可划分为强方解石化带、绿泥石化带和弱硅化带。其中, 强方解石化与铜矿化密切相关, 方解石化和绿泥石化与铅锌矿化密切相关; 从玄武质安山岩(围岩)至强方解石化带, 热液蚀变指数(AI)整体呈递增趋势(74.85%→75.85%→76.29%→78.98%), 指示蚀变强度逐渐增强。CaO的迁入率(4.03%→0.66%→15.20%)、Cu的迁入率(154×10^{-6} → 124×10^{-6} → 642×10^{-6})、 $\text{TFe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ 的迁入率(-1.34%→4.48%→2.48%)和Pb的迁入率(-961×10^{-6} → 795×10^{-6} → 4×10^{-6})整体上均呈正相关, 反映出强方解石化和绿泥石化热液蚀变是该矿床的重要找矿标志。

关键词:蚀变分带; 热液蚀变指数; 元素迁移规律; 翁孔坝铜多金属矿床; 滇西南

热液蚀变过程通常在开放体系中进行, 其实质是特定物质组分贫化或富集。利用简单有效的方法计算物质组分迁移量, 对于理解热液蚀变的形成机制至关重要(Ague, 2003; Hermann et al., 2006; Guo Shun et al., 2009; Putnis and John, 2010)。Akella (1966)和Gresens(1967)分别提出计算热液蚀变过程中的物质组分迁移量的公式, 而后许多研究人员提出了其他几种基于Akella和Gresens方程的质量平衡计算和分析方法(Esmaily et al., 1954; Gresens, 1967; Grant, 1986, 2005; Fulignati et al., 1999; Ague, 2003; Dube et al., 2007; Kupeli, 2010; Guo Shun et al., 2012)。近年来, 大量研究者将质量平衡计算方法应用于不同类型的矿床, 实际效果良好(宋凯等, 2019; 王子勇等, 2020; 颜越等, 2021)。Dong Kai et al. (2017)采用标准化Isocon图解法对甘肃折腰山火山岩型铜矿床进行不同蚀变带中元素迁移量的计算, 结合热液蚀变指数(AI)分析得出热

液蚀变过程中元素迁移富集规律, 从而对折腰山矿区的找矿标志。因此, 准确认识矿床热液蚀变过程中元素迁移特征对于找矿勘查具有重要意义。滇西南云县—临沧邦东—景谷民乐地区位于云县—景火山弧中北段, 该区根据铜矿化带分布位置可分为东、中、西3个铜矿(化)带。该地区铜矿床的成矿极具特色, 吸引了诸多学者对其进行大量的研究, 主要包括成矿时代(徐晓春, 2004)、成矿流体及成矿物质来源(黄震, 2005; 陈贤胜等, 2019; 任明举等, 2021)和矿床成因(潘龙驹, 1999; 徐晓春等, 2004; 黄震, 2005; 杨贵来等, 2003; 杨宗良, 2004; 田宗春等, 2006; 朱维光等, 2011; 余中明, 2013; 杨秋平, 2018; 李正章等, 2020)等方面。在矿化蚀变研究方面, 位于东矿带中的宋家坡铜矿床, 其围岩蚀变可分为两类: 成矿期蚀变和成矿期后蚀变, 前者蚀变分为钾硅化、泥化和绿泥石化, 后者分为高岭石—绢云母化、泥化和绿泥石—绿帘石化(徐晓春等, 2004; 田

注: 本文为云南省万人计划“青年拔尖人才”项目(编号:YNWR-QNBJ-2019-157); 云岭学者项目(编号:2014); 云南省矿产资源预测与评价工程实验室项目(编号:2012); 云南省、昆明理工大学创新团队项目联合资助的成果。

收稿日期:2022-07-21; 改回日期:2022-12-31; 网络首发:2023-01-20; 责任编辑:高作宇。Doi: 10.16509/j.georeview.2023.01.013

作者简介:曾淑明,男,1997年生,硕士研究生,矿产普查与勘探专业;Email:807695724@qq.com。通讯作者:韩润生,男,1964年生,教授,博导,构造运动动力学及隐伏矿预测研究方向;Email:554670042@qq.com。通讯作者:张艳,女,1981年生,教授,博导,地球化学与矿床学研究方向;Email:78598874@qq.com。

宗春等,2006;李正章,2020),位于相同矿带中的曾家村铜矿床与矿化有关的围岩蚀变为方解石化和绢云母化,以方解石化为主(陈贤胜等,2019)。而位于中矿带的南温河铜多金属矿床与矿化密切相关的围岩蚀变则为绿泥石化、硅化、方解石化。由此可见,矿化往往集中在多种蚀变叠加地段,蚀变越强,矿化越强(任明举等,2021)。相对于民乐地区其他铜多金属矿床,翁孔坝铜多金属矿床研究薄弱,仅赵文权(2018)和矿山人员曾对矿床地质特征进行了简单描述,初步认为该矿床为火山沉积成因型矿床。截至目前,对于翁孔坝铜多金属矿床的产出构造背景(陆相火山弧带)、分布特征(受构造和岩性双重控制)和赋矿围岩(玄武质安山岩)已基本达成共识(赵文权,2018),而对于矿床的矿化蚀变分带特征及元素迁移规律方面却未有提及,从而制约着成矿理论完善和找矿突破。因此,本文在精细野外工作及室内岩矿鉴定基础上,以典型钻孔 ZK46-3 为例,选取剖面中具有典型性的样品进行主微量元素定量分析,采取标准化 Isocon 图解法进行计算,分析得出

各蚀变带的元素迁移规律;通过热液蚀变指数(AI)计算将矿化蚀变强度定量化,进而探讨热液蚀变机理以及矿化与蚀变之间的关系,为矿区找矿勘查提供理论依据。

1 区域成矿背景

云县—景洪火山弧位于澜沧江构造带南段,基本沿着澜沧江河谷展布,西侧为临沧花岗岩,其大地构造位置如图 1 所示。该火山弧带曾经历了两次与俯冲有关的岩浆活动,分别发生在志留纪和二叠纪—三叠纪(Deng Jun et al., 2014),主体以中三叠世“双峰式”火山岩为主(陈莉等,2013),是澜沧江洋向东俯冲到扬子地块西缘的产物(Deng Jun et al., 2014)。从南到北发育官房、文玉、民乐、大平掌、三达山等众多铜多金属矿床(点),这些矿床(点)分别形成于不同构造环境的火山活动中,成矿作用各有特点(陈莉等,2013),其中,大平掌铜多金属矿床与中—晚志留世海相火山作用相关,三达山、民乐、文玉和官房等铜多金属矿床与中—晚三叠世

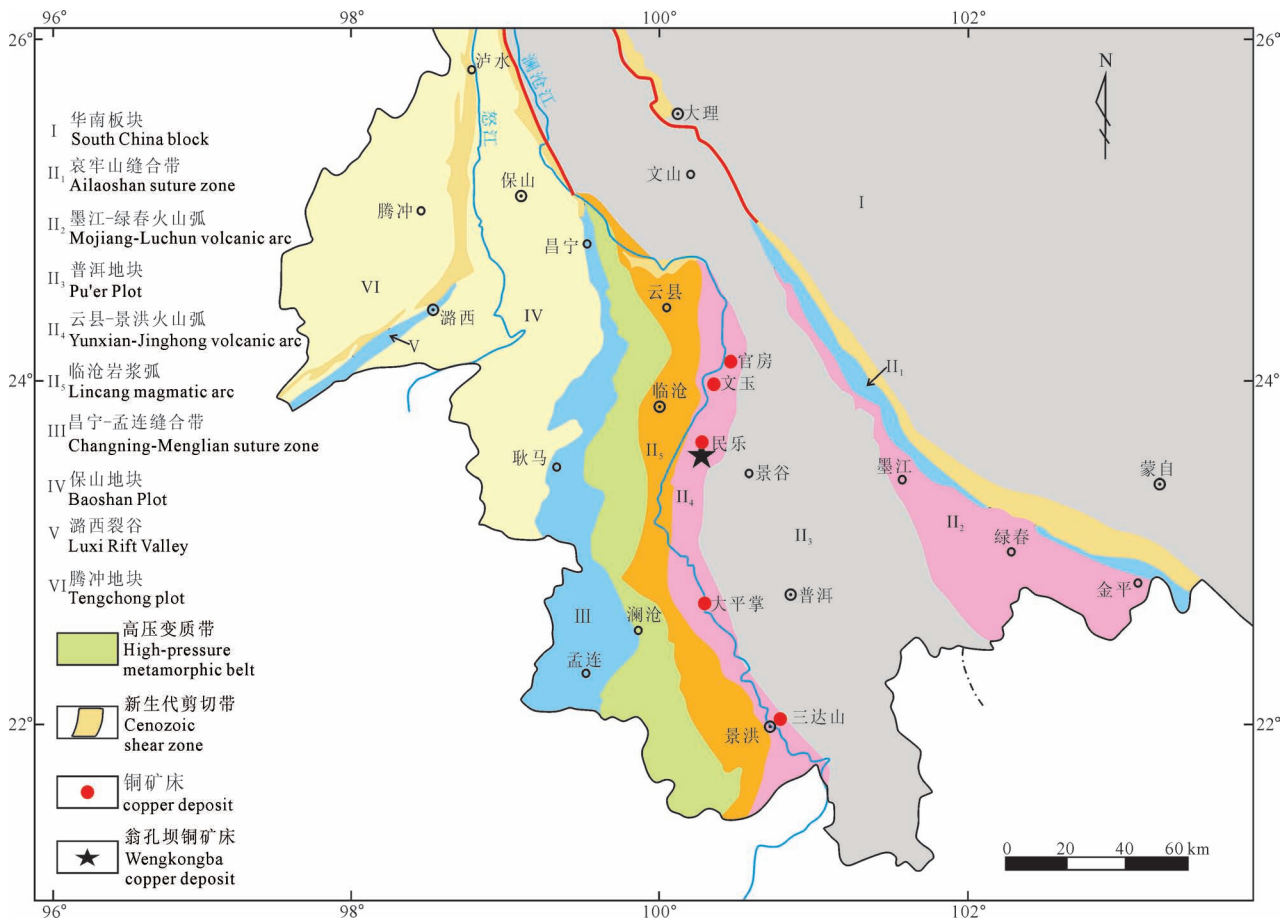


图 1 滇西南云县—景洪火山弧带区域地质图(据 Deng Jun et al., 2014)

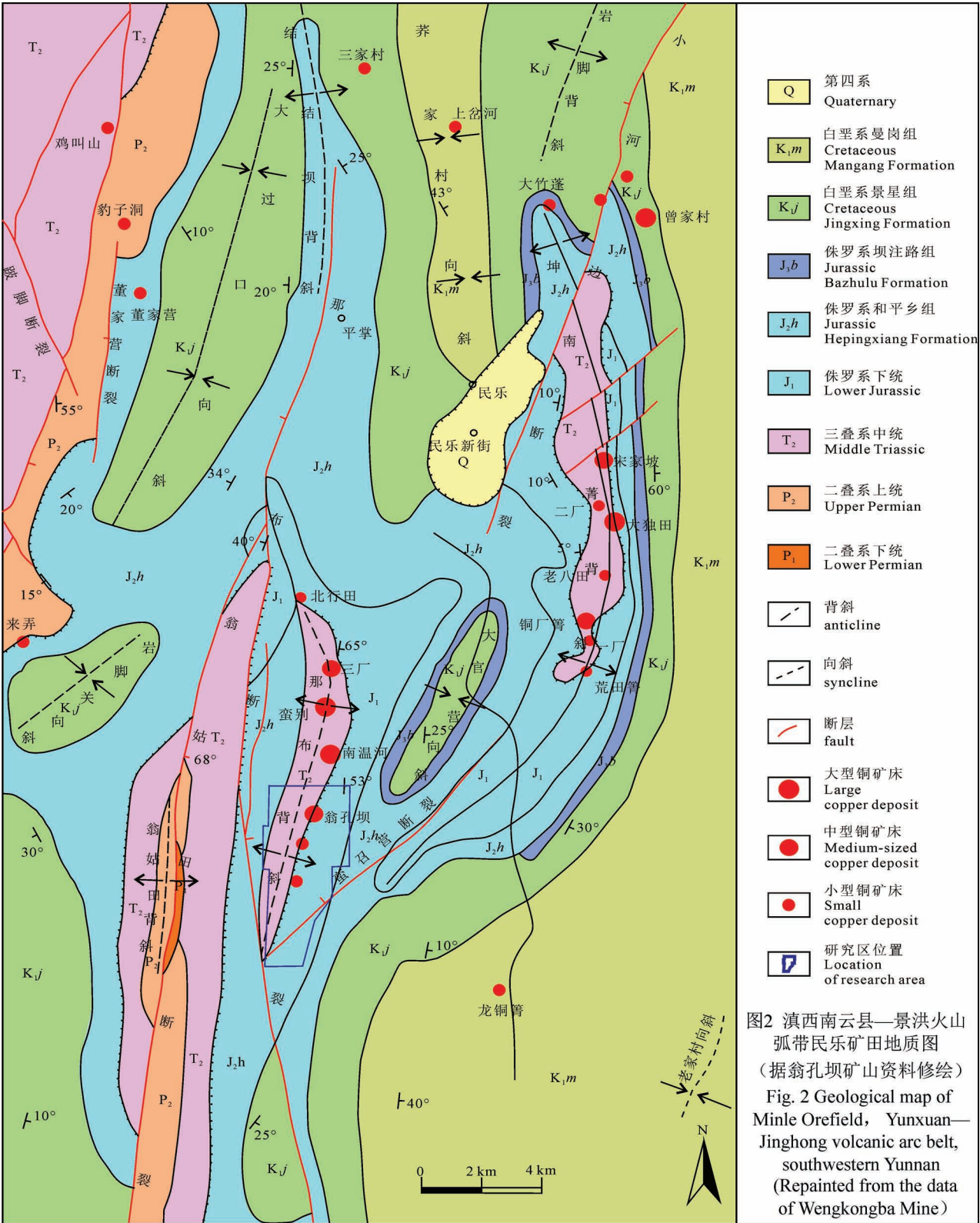
Fig. 1 Regional geological map of the Yunxian—Jinghong volcanic arc zone, southwest Yunnan(from Deng Jun et al., 2014)

陆相火山作用相关。

2 矿床地质特征

翁孔坝矿床处于民乐地区中矿带(图2),区内

强烈的构造活动形成了复杂的矿化—蚀变分带特征。矿区出露地层主要为二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系和第四系。其中中三叠统宋家坡组(T_{2s})上段和未分组(T_2)为矿区主要赋矿层位,玄武岩、安



山岩、玄武质安山岩和凝灰岩与成矿关系密切。中三叠统宋家坡组上段(T_2s^3)根据喷发旋回、沉积间断和古生物面貌,可划分为 9 个岩性段,其中 T_2s^{3-1} 、 T_2s^{3-3} 、 T_2s^{3-5} 、 T_2s^{3-7} 、 T_2s^{3-9} 为火山熔岩和火山碎屑岩, T_2s^{3-2} 、 T_2s^{3-4} 、 T_2s^{3-6} 、 T_2s^{3-8} 为薄—中层砂岩、粉砂岩互层。

该矿区构造发育(图 3)。南北向翁姑田断裂(F_1)和那布断裂(F_3)、东西向就康断裂(F_2)、北东向蛮招营断裂(F_4)为区域性深大断裂,其余断裂规

模相对较小。控矿构造主要以东西向为主,包括 F_2 断层;次为南北向断裂(F_1 、 F_3)和北东向断裂(F_4 、 F_8)。

矿区内的火山活动时期主要为中三叠世,据野外观察和岩矿鉴定,大致可分为以玄武岩、安山岩及玄武质安山岩为主的火山熔岩和火山碎屑岩两类。

矿区从北到南分为 3 个矿段:花地矿段、蛮良矿段和南落矿段,其中花地矿段主要发育铜矿体,少量铅(锌)矿体,矿体呈似层状或透镜状;蛮凉矿段主要发育铅矿体,少量铜矿体,矿体呈似层状;南落矿段主要发育铅锌矿体,矿体呈层状、似层状或呈透镜状,从北到南,大致具有铜—铜、铅—铅、锌的矿化分带特征。

矿石矿物主要有辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿和方铅矿等。脉石矿物主要为方解石、玉髓、绿泥石、石英等。典型的矿石构造主要有脉状构造、细脉浸染状构造,次为星点状、杏仁气孔构造。典型的矿石结构主要为自形—他形粒状结构、半自形—他形粒状结构、共边结构、包含结构、反应边结构、压碎结构等(图 4、5)。

根据矿脉穿插关系、矿物共生组合、矿石结构及围岩蚀变等特征,将翁孔坝铜多金属矿床成矿期分为火山沉积成岩成矿期、改造成矿期和表生期。火山沉积成岩成矿期分为火山成岩阶段(黄铁矿阶段)和火山期后热液阶段(黄铜矿—斑铜矿阶段),改造成矿期分为石英—玉髓—斑铜矿阶段、玉髓—方解石—辉铜矿阶段和方解石—方铅矿—闪锌矿阶段,其中火山沉积—成岩成矿期为初始富集期,改造成矿期为主成矿期(图 6)。

(1)火山沉积成岩成矿期。火山成岩阶段(I_1):该阶段从火山喷发开始到岩浆结晶分异大量气水热液之前结束,以大量浸染状黄铁矿和石英,少量石膏、磁铁矿等。围岩蚀变较弱,以黄铁矿化、硅化为主,特征矿物组合为黄铁矿+石英+石膏+磁铁矿($Py+Qtz+Gp+Mag$)。该阶段的产物在野外较少见,仅翁姑田附近 T_2 未分地层中肉眼可见大量浸染的状黄铁矿和少量石膏,岩矿鉴定见黄铁矿呈自形—半自形晶粒状分布在火山岩中。

火山期后热液阶段(I_2):岩浆结晶分异

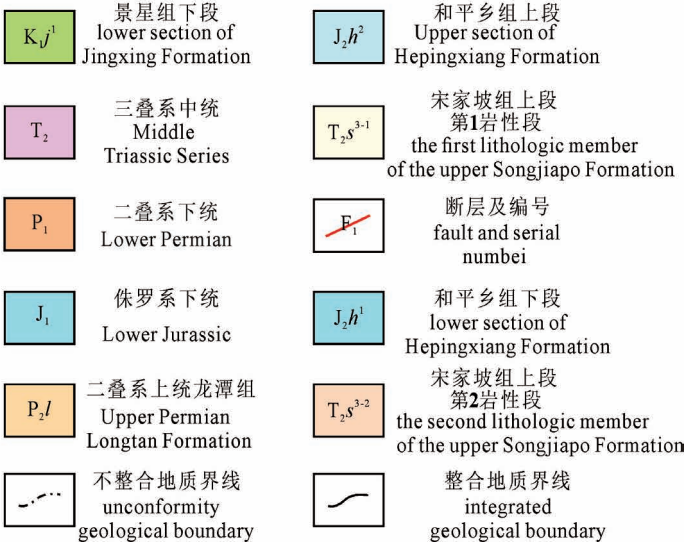
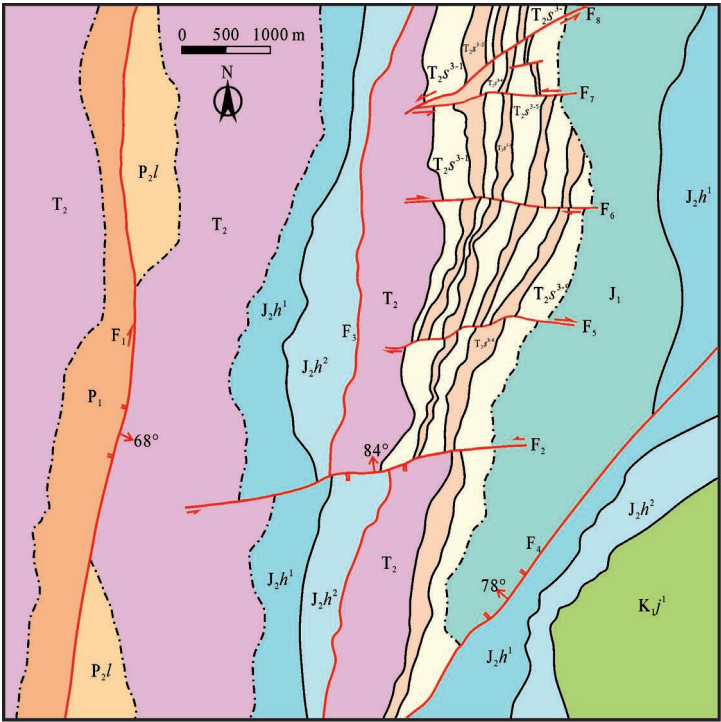


图 3 翁孔坝矿床地质简图(据翁孔坝矿山资料修绘)

Fig. 3 Geological map of the Wengongba deposit (Repainted from the data of Wengongba mine)

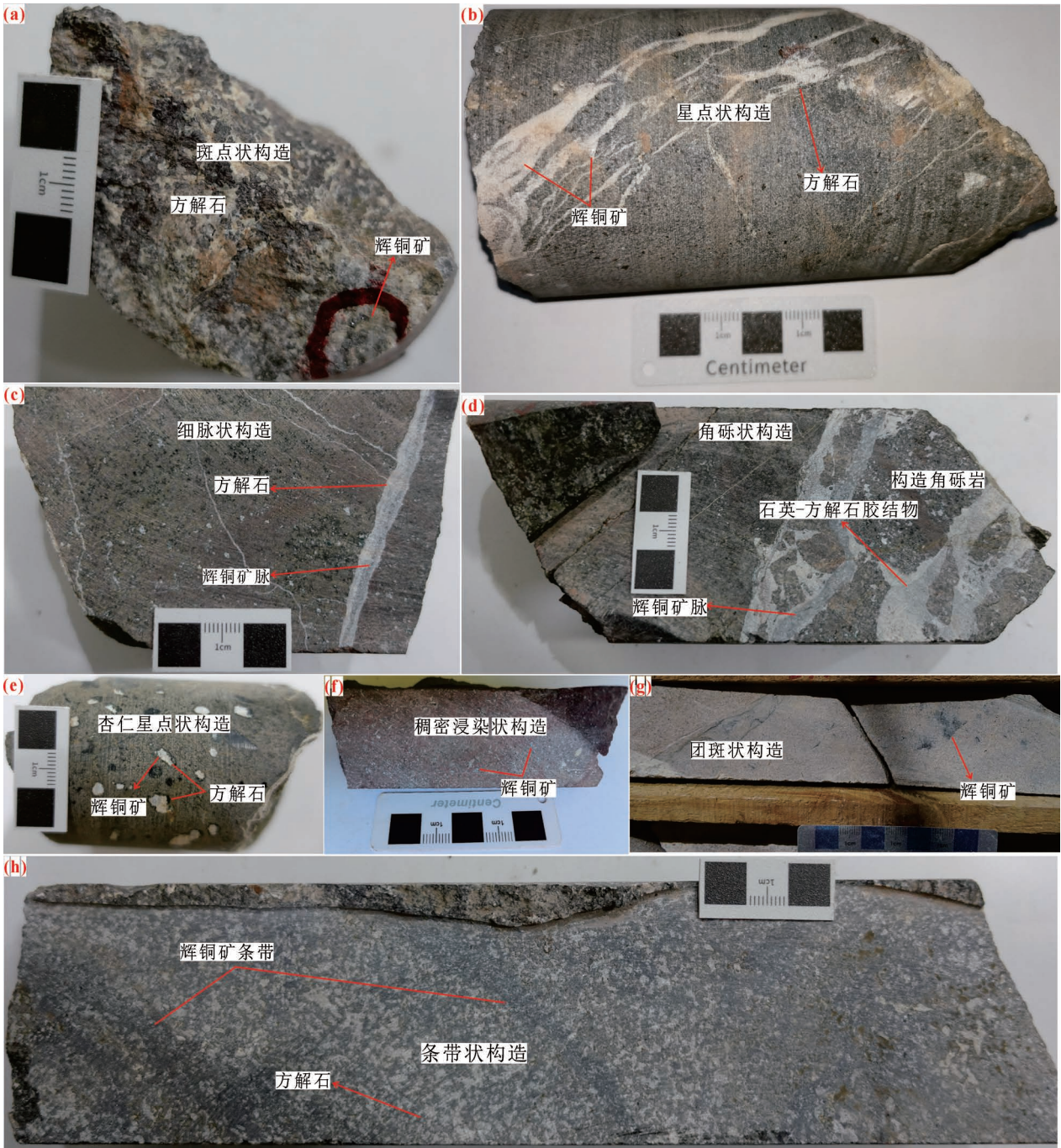


图 4 翁孔坝铜多金属矿床典型矿石构造特征

Fig. 4 Typical ore structural characteristics of the Wengkongba copper—polymetallic deposit

(a) 斑点状构造; (b) 星点状构造; (c) 细脉状构造; (d) 角砾状构造; (e) 杏仁星点状构造; (f) 稠密浸染状构造; (g) 团斑状构造; (h) 条带状构造
(a) speckle structure; (b) star point structure; (c) vein like structure; (d) breccia structure; (e) almond star structure; (f) dense disseminated structure; (g) massive porphyritic structure; (h) banded structure

出富 Fe、Mg 热液交代火山岩形成面状绿泥石化及少量绢云母化和伊丁石化,并在火山岩高渗透率部位卸载金属矿物达到矿化的初始富集。围岩蚀变以绿泥石化为主,绢云母化和伊丁石化次之。特征矿

物组合为绿泥石+绿帘石+绢云母+伊丁石+黄铜矿+斑铜矿(Chl+Ep+Ser+Idn+Ccp+Bn)。

(2) 改造成矿期。石英—玉髓—斑铜矿阶段(Ⅱ₁):在构造作用下,成矿热液通过区域深大断裂

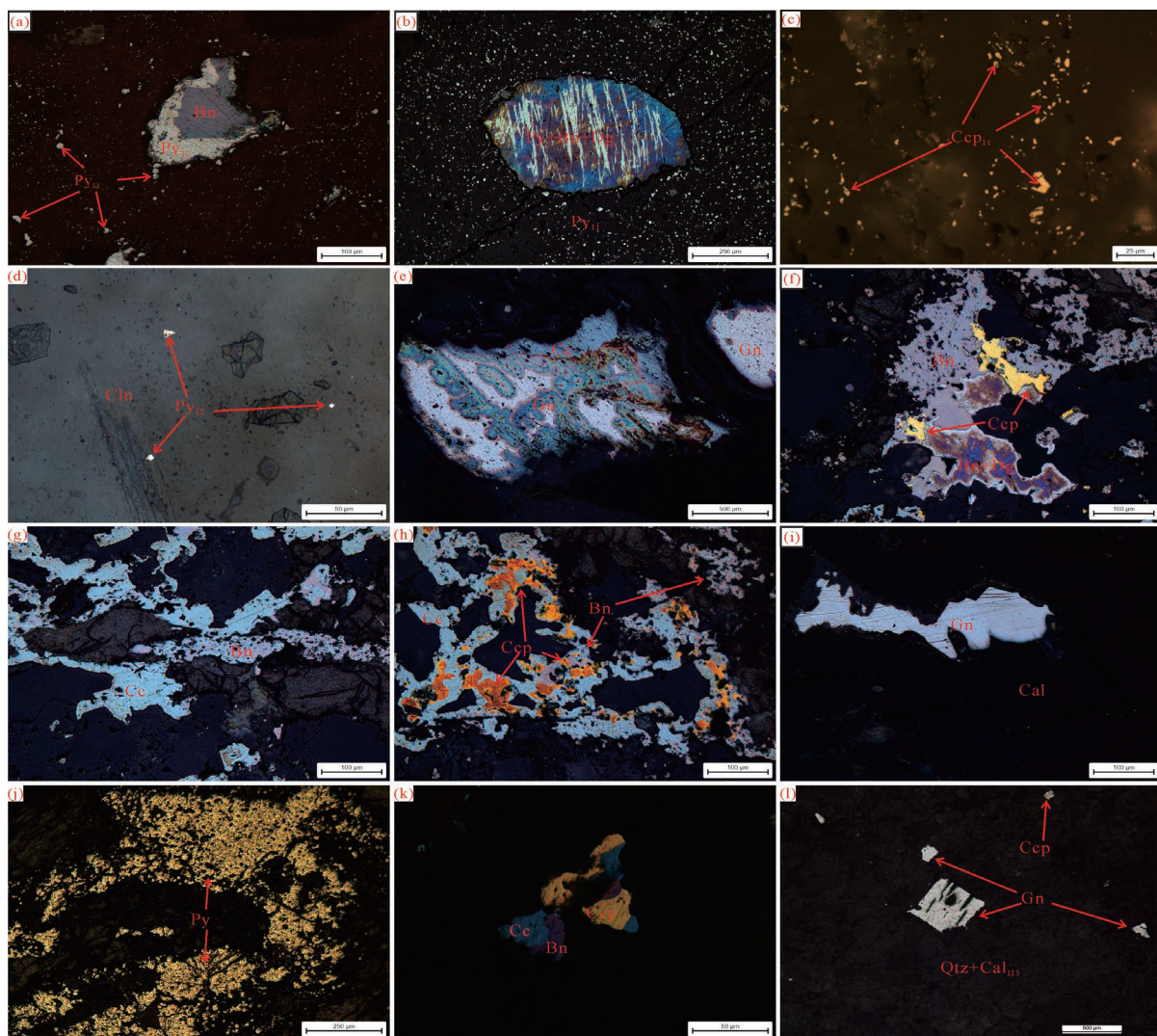


图 5 翁孔坝铜多金属矿床典型矿石结构特征

Fig. 5 Typical ore structure characteristics of the Wengkongba copper—polymetallic deposit

(a) 星点状黄铁矿呈半自形—他形晶粒状结构,杏仁内黄铁矿与斑铜矿形成共边结构;(b) 星点状黄铁矿呈半自形—自形晶粒状结构,杏仁内黄铁矿呈叶片状结构产于斑铜矿中,蓝辉铜矿交代斑铜矿;(c) 星点状黄铜矿呈半自形—自形晶粒状结构;(d) 团块状玉髓中星点状黄铁矿呈自形晶粒状结构;(e) 辉铜矿沿方铅矿边缘交代形成浸蚀结构,另可见方铅矿表面部分已被氧化;(f) 黄铜矿和斑铜矿形成共边结构,辉铜矿呈星状分布在斑铜矿内形成浸蚀结构,另可见蓝辉铜矿交代斑铜矿;(g) 辉铜矿交代斑铜矿形成交代残余结构;(h) 辉铜矿交代斑铜矿、黄铜矿形成反应边结构,斑铜矿与黄铜矿形成共边结构;(i) 杏仁内充填方解石、方铅矿,方铅矿呈半自形—他形晶粒状结构;(j) 黄铁矿受后期应力的影响形成压碎结构;(k) 黄铜矿、斑铜矿和辉铜矿形成共边结构;(l) 方铅矿呈半自形—自形晶粒状结构,方铅矿交代黄铜矿形成反应边结构

(a) the star shaped of pyrite has a subhedral allomorphic crystalline structure, and the amygdaloid pyrite and bornite form a common border structure; (b) the star shaped of pyrite has a semi idiomorphic idiomorphic crystalline structure, while the almond shaped pyrite occurs in bornite in a leaf like structure, and the azurite replaces the bornite; (c) the star shaped of chalcocite has a semi idiomorphic idiomorphic crystal structure; (d) the star shaped of pyrite in the lump shaped chalcedony has an idiomorphic crystalline structure; (e) the chalcocite was metasomatized along the edge of galena to form an erosion structure, and the surface of galena was oxidized; (f) chalcocite and bornite form a common border structure, chalcocite distributes in bornite in a star shape to form an erosion structure, and blue chalcocite replaces bornite; (g) chalcocite replaced bornite to form metasomatic residual texture; (h) chalcocite replaced bornite and chalcocite to form reaction edge structure, and bornite and chalcocite formed common edge structure; (i) the almond is filled with calcite and galena, which has a semi idiomorphic allomorphic crystal structure; (j) the crushing structure of pyrite is formed under the influence of late stress; (k) chalcocite, bornite and chalcocite form a common border structure; (l) galena has a semi idiomorphic idiomorphic crystal structure, and the galena replaces chalcocite to form a reaction edge structure

Py—黄铁矿; Ccp—黄铜矿; Bn—斑铜矿; Cc—辉铜矿; Gn—方铅矿; Dg—蓝辉铜矿; Cal—方解石; Qtz—石英

Py—pyrite; Ccp—chalcocite; Bn—bornite; Cc—chalcocite; Gn—galena; Dg—digenite; Cal—calcite; Qtz—quartz

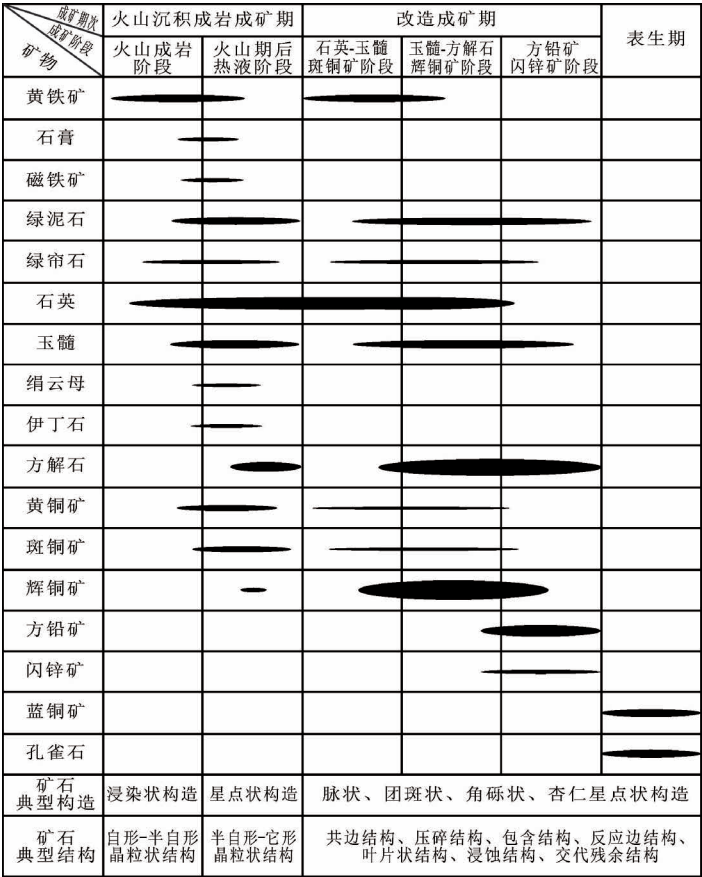


图6 翁孔坝铜多金属矿床热液成矿期成矿阶段划分及矿物生成顺序

Fig. 6 Metallogenic stage division and mineral generation sequence of the Wengongba copper—polymetallic deposit in hydrothermal metallogenic period

运移并萃取火山岩地层中 Fe、Mg、Cu 和 Ag 等物质,形成富 Fe、Mg、Cu 和 Ag 等物质的热液充填火山岩中的节理裂隙形成脉状绿泥石以及交代围岩中的暗色矿物形成绿泥石。围岩蚀变以硅化、绿泥石化和绿帘石化为主,方解石化次之;特征矿物组合为石英+绿泥石+绿帘石+方解石+斑铜矿+辉铜矿(Qtz+Chl+Ep±Cal+Py+Ccp+Bn+Cc)。

玉髓—方解石—辉铜矿阶段(Ⅱ₂):该阶段与石英—玉髓—斑铜矿阶段为一个连续的过程,成矿热液温度逐渐降低并持续交代火山岩中角闪石和黑云母等矿物以及伴生少量隐晶质玉髓、大量方解石、辉铜矿、斑铜矿和黄铜矿。围岩蚀变以方解石化、绿泥石化和绿帘石化为主,硅化次之;特征矿物组合为玉髓+方解石+绿泥石+绿帘石+石英+辉铜矿+斑铜矿(Cln+Cal+Chl+Ep+Qtz+Cc+Bn+Gn+Sp)。该阶段与石英—辉铜矿阶段为铜金属矿物主要沉淀富集阶

段。
方铅矿—闪锌矿阶段(Ⅱ₃):该阶段为改造成矿期晚阶段,形成细网脉状、斑点状、团块状方铅矿和少量闪锌矿为主要特征,镜下可见方解石、方铅矿和绿泥石充填杏仁以及玉髓和绿泥石包裹杏仁。围岩蚀变以方解石化、绿泥石化为主,特征矿物组合为方解石+方铅矿+闪锌矿+绿泥石+绿帘石(Cal+Gn+Sp+Chl+Ep)。

(3)表生期。火山沉积成岩成矿期和改造期形成的部分原生硫化物通过表生淋滤作用而被氧化,在裂隙和孔洞中形成次生氧化物,主要矿物组合为孔雀石+褐铁矿+蓝铜矿(Mal+Lim+A)。

3 矿化—蚀变类型及矿化—蚀变带特征

通过对矿区内钻孔以及典型中段岩相学编录,结合室内显微鉴定,明确该区矿化—蚀变类型并总结其分带特征。

3.1 矿化—蚀变类型

围岩蚀变主要有方解石化、绿泥石化、硅化、绿帘石化,其中方解石化、硅化、绿泥石化与矿化关系密切,往往多种蚀变叠加的地段矿化较好。

(1)方解石化。方解石化广泛分布于矿区内,是成矿最主要的蚀变类型之一。多呈网脉状、细脉状(图 7a、b)产于火山岩、砂岩中,以团块状和网脉状(图 7c—e)胶结断裂破碎带或火山角砾岩,通常产于构造岩胶结物中,或呈杏仁状(图 7f)充填于火山岩气孔中,多与硅化共同产出。

(2)绿泥石化。绿泥石化在矿区广泛发育,可分为两期,分别为火山沉积成岩成矿期和改造成矿期。火山沉积成岩成矿期绿泥石化呈面状分布,而改造成矿期绿泥石化呈脉状分布,且以 3 种形式产出:①呈细脉状或网脉状产出于火山岩或凝灰岩中(图 8a、b);②呈弥散状分布,交代火山岩或凝灰岩,使整块岩石呈浅绿色(图 8c);③呈杏仁状充填于火山岩气孔中(图 8d)。与其相关的矿化以方铅矿化为主(图 8e、f)。

可见两期方解石化:火山沉积成岩期杏仁状方解石与改造成矿期钙质胶结物及方解石脉,其中钙质胶结物和方解石脉与矿化关系最为密切,在杏仁状方解石中可见少量星点状辉铜矿和斑铜矿化(图 7g、h)。

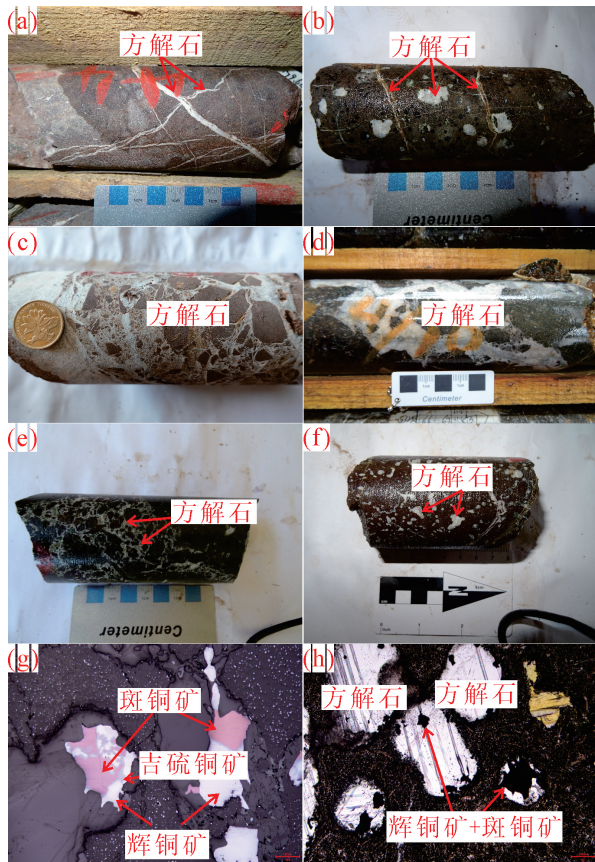


图 7 翁孔坝矿区方解石化照片

Fig. 7 Photos of calcitization in Wengkongba deposit

(a) 沿裂隙充填的方解石脉;(b) 杏仁中充填方解石、绿泥石, 沿裂隙充填方解石细脉;(c) 钙质胶结物胶结凝灰质砂岩角砾;(d) 钙质胶结物胶结玄武质安山质角砾;(e) 钙质胶结物胶结玄武质安山质角砾;(f) 杏仁内充填方解石;(g, h) 方解石、辉铜矿和斑铜矿共生

(a) calcite veins filled along cracks; (b) the almond is filled with calcite and chlorite, and the fissure is filled with calcite veinlets; (c) calcareous cement cemented tuffaceous sandstone breccia; (d) calcareous cement cements basaltic andesitic breccia; (e) calcareous cement cements basaltic andesitic breccia; (f) almonds are filled with calcite; (g, h) calcite, chalcocite and bornite coexist

(3) 硅化。硅化在空间上与方解石化共生, 一般不单独产出。硅质矿物主要为石英和玉髓。可见两期硅化, 火山沉积成岩成矿期硅化以红褐色石英为主(图 9a, d—f), 表现为交代安山岩基质使岩石整体坚硬, 多呈团块状、浸染状分布, 与方解石、黄铜矿共同产出; 而改造成矿期硅化表现为: ① 自形—半自形粒状石英, 呈无色透明的石英与乳白色方解石共存(图 9b, 图 10a, b), 多呈脉状、细脉状和断裂破碎带内胶结物形式产出, 脉宽不等, 多数小于 1 cm, 多数与方解石、辉铜矿及方铅矿共同产出; ② 隐

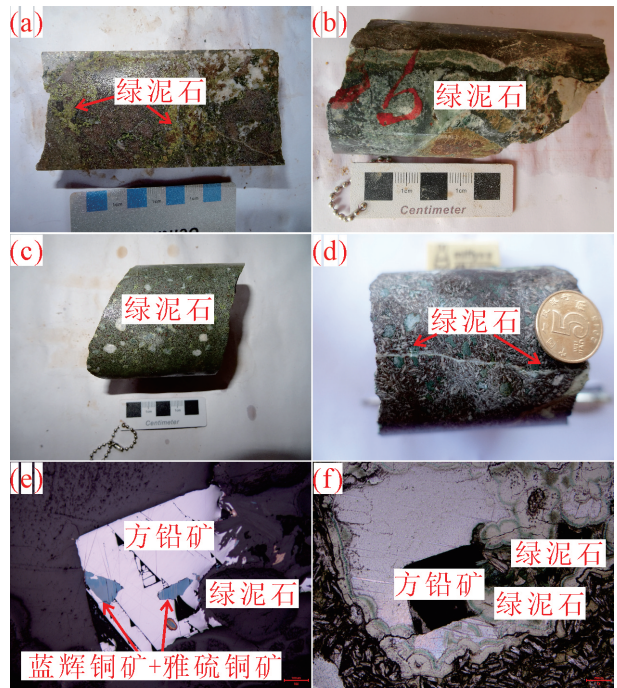


图 8 翁孔坝矿区典型绿泥石化照片

Fig. 8 Typical chloritization photos of the Wengkongba mining area

(a) 浸染状绿泥石化;(b) 脉状绿泥石化;(c) 杏仁内充填方解石、浸染状绿泥石;(d) 杏仁内充填绿泥石, 后期方解石脉切穿杏仁状绿泥石;(e, f) 绿泥石、方铅矿、蓝辉铜矿和雅硫铜矿共生
(a) disseminated chloritization; (b) vein chloritization; (c) calcite and disseminated chlorite fill in amygdaloidal structure; (d) chlorite fills in amygdaloidal structure, and cut by calcite veins; (e, f) chlorite, galena, chalcocite and chalcopyrite coexist

晶质玉髓穿插早阶段形成的石英—方解石脉和包裹杏仁状方解石(图 9c, 图 10a, b, 图 9e)。

3.2 蚀变分带特征

通过矿区典型钻孔岩芯的岩相学编录, 发现普遍发育方解石化、绿泥石化及硅化, 并具有一定的分带特征。因此, 选区钻孔 ZK46-3 开展热液蚀变过程中元素迁移规律的研究。

该矿床蚀变分带明显, 矿化中心往往伴随着强烈的方解石化、少量硅化, 向两侧以绿泥石化为主, 继续向外侧逐渐以弱方解石化为主要特征。各蚀变带之间基本呈现逐渐过渡现象, 常见两种或多种蚀变叠加, 但在断裂破碎带发育地段, 往往方解石化更为强烈。

ZK46-3 钻孔岩芯围岩岩性主要为灰绿色、紫红色玄武质安山岩、凝灰岩和构造角砾岩(图 12)。矿体位于 466~4716 m、476~483 m、502~505 m, Cu 平均品位分别为 0.61%、0.81%、0.27%; 矿体大多数位于构造破碎带及其附近, 甚至构造角砾岩中就赋

表 1 滇西南翁孔坝铜多金属矿床蚀变岩、新鲜岩石主量元素含量(%)

Table 1 Contents of major elements in altered rocks and fresh rocks (%) from Wengkongba

Copper Polymetallic Deposit, Southwestern Yunnan

蚀变带	样品编号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	Total
新鲜玄武质 安山岩	ZK46-3-R-6	49.17	15.20	10.52	5.27	4.22	5.79	0.62	1.09	0.29	0.25	7.45	99.87
弱硅化带	ZK46-3-R5	48.5	17.3	9.58	7.46	4.68	3.79	1.55	1.09	0.23	0.24	5.27	99.7
	ZK46-3-R-8	45.1	12.8	13.0	1.95	8.42	5.39	0.97	1.00	0.19	0.22	10.6	99.6
	ZK46-3-R-19-1	51.57	13.70	7.82	0.59	11.42	6.10	0.22	0.82	0.12	0.30	6.70	99.4
绿泥石化带	ZK46-3-R-19-2	48.0	15.6	11.0	4.63	7.45	4.94	1.11	1.33	0.18	0.45	5.17	99.8
	ZK46-3-R-14	43.5	15.9	9.18	4.99	11.0	3.58	0.38	1.10	0.23	0.25	9.17	99.3
	ZK46-3-R-18-1	42.4	15.4	12.0	3.13	12.1	4.22	0.97	1.06	0.16	0.37	7.75	99.5
	ZK46-3-R44	49.2	16.8	11.3	4.90	5.52	4.52	0.63	1.44	0.19	0.53	4.62	99.7
	ZK46-3-R95-1-1	46.3	17.6	11.11	7.53	8.02	3.41	0.42	0.94	0.21	0.10	3.69	99.3
	ZK46-3-R95-1-2	44.9	16.4	11.4	9.11	7.62	2.87	0.78	0.89	0.29	0.11	5.42	99.8
	ZK46-3-R-95-2	45.8	15.2	12.2	9.70	5.39	3.53	1.06	0.83	0.31	0.09	5.77	99.8
	ZK46-3-R99	57.7	15.3	13.5	2.28	1.23	2.61	3.60	0.77	0.08	0.15	3.30	100.5
强方解石化带	ZK46-3-R-77	48.9	16.1	10.5	5.22	7.29	5.48	0.19	1.04	0.20	0.39	4.65	99.9
	ZK46-3-R-21	42.3	16.6	6.16	2.17	19.7	2.76	0.08	0.69	0.15	0.25	8.62	99.5
	ZK46-3-R-53	16.8	6.67	12.01	7.05	23.0	1.95	0.24	0.44	0.52	0.13	30.99	99.8
	ZK46-3-R-82-3	43.5	14.1	9.05	0.81	15.9	5.52	0.12	0.73	0.09	0.09	9.82	99.8
	ZK46-3-R-86-2	45.3	16.8	10.6	5.53	9.13	3.46	1.70	0.84	0.32	0.10	5.82	99.6
	ZK46-3-R90C	45.0	13.9	12.7	6.53	8.58	5.16	0.26	1.09	0.30	0.11	6.82	100.5
	ZK46-3-R-92-1	40.0	14.3	11.4	2.87	16.9	3.13	0.34	0.88	0.19	0.12	9.45	99.7
	ZK46-3-R-93-1	48.5	11.8	10.9	2.92	17.3	0.27	0.11	0.85	0.26	0.09	6.77	99.8
	ZK46-3-R-80-2	39.4	11.0	7.67	5.53	16.9	3.28	0.68	0.93	0.30	0.33	13.7	99.7

表 2 滇西南翁孔坝铜多金属矿床蚀变岩、新鲜岩石微量元素含量(×10⁻⁶)

Table 2 Contents of trace elements in altered rocks and fresh rocks from Wengkongba

Copper Polymetallic Deposit, Southwestern Yunnan (×10⁻⁶)

蚀变带	新鲜玄武质 安山岩	弱硅化带				绿泥石化带						
样品编号	ZK46-3- R-6	ZK46-3- R5	ZK46-3- R-8	ZK46-3- R-19-1	ZK46-3- R-19-2	ZK46-3- R-14	ZK46-3- R-18-1	ZK46-3- R44	ZK46-3- R80-1 灰	ZK46-3- R95-1	ZK46-3- R-95-1	ZK46-3- R-95-2
Ba	142	937	194	44.9	467	148.5	240	588	1338	476	661	670
Sr	251	464	155	1005	714	1373	211	527	463	448	403	563
Cu	38.0	17.0	27.0	664	34.0	18.0	13.0	6.00	1023	17.0	143	425
Zn	549	614	175	23.0	180	98.0	85.0	171	625	165	211	284
Cr	258	158	254	74.0	51.0	179	48.0	25.0	172	180	237	264
Co	38.0	38.0	18.0	7.00	34.0	34.0	31.0	32.0	45.0	47.0	57.0	65.0
Ni	76.0	77.0	44.0	24.0	52.0	71.0	69.0	45.0	144	99.0	113	117
V	192	197	172	125	191	209	183	187	168	200	180	176
Li	73.0	246	25.0	13.0	80.0	74.0	93.0	87.0	88.0	106	152	187
Be	0.58	0.95	0.59	0.90	1.04	1.01	1.09	1.64	0.99	0.34	0.43	0.37
Sc	34.0	29.0	33.0	16.0	22.0	34.0	19.0	17.0	19.0	34.0	33.0	34.0
Ga	12.0	14.0	10.0	10.0	16.0	15.0	16.0	15.0	18.0	15.0	21.0	19.0
Rb	13.8	46.4	25.8	7.42	36.1	13.1	30.6	13.0	83.2	15.9	27.2	34.0
Y	23.0	20.0	27.0	22.0	27.0	30.0	22.0	22.0	22.0	21.0	26.0	23.0
Zr	75.0	75.0	108.0	126.0	90.0	96.0	98.0	95.0	157.0	38.0	54.0	51.0
Nb	7.37	6.05	7.02	9.56	12.9	7.13	10.6	12.2	12.1	2.18	2.74	2.71
Mo	1.03	0.86	1.04	0.91	1.04	0.76	0.82	1.01	2.02	0.17	0.57	0.68
Cd	0.05	0.13	0.08	0.24	0.07	0.12	0.04	0.12	27.3	0.06	0.04	0.05
In	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.25	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04

蚀变带	新鲜玄武质 安山岩	弱硅化带				绿泥石化带						
Cs	1.56	5.02	4.22	11.01	6.7	6.52	155.0	4.00	10.8	10.8	12.1	13.4
Hf	2.7	2.92	2.97	4.06	2.61	2.88	2.62	3.53	3.54	1.73	1.72	1.51
Ta	0.52	0.43	0.54	0.88	0.81	0.91	0.8	0.72	0.68	0.21	0.29	0.77
W	0.79	0.44	0.95	0.55	0.42	0.38	0.71	0.22	0.74	0.15	0.2	0.19
Tl	0.21	0.38	0.3	0.1	0.54	0.12	0.32	0.23	0.62	0.11	0.24	0.32
Pb	48.3	41.5	25.5	119.2	15.9	30.8	14.2	27.8	7875	9.48	10.1	10.3
Bi	0.04	0.01	0.04	0.34	0.02	0.02	0.11	0.01	0.47	0.02	0.03	0.09
Th	2.68	3.01	2.73	6.65	1.25	2.91	1.35	1.65	7.46	0.41	0.62	0.37
U	0.83	0.65	0.80	1.18	0.47	0.80	1.25	0.79	1.31	0.18	0.23	0.15
As	69.5	29.6	50.6	19.0	28.8	22.9	32.6	17.0	38.0	16.4	22.9	24.1
Sb	2.21	1.39	1.87	1.99	0.97	2.11	0.94	0.49	0.69	0.55	0.80	0.55
	绿泥石化带			强方解石化带								
样品编号	ZK46-3- R99	ZK46-3- R-77	ZK46-3- R80-1 紫	ZK46-3- R-21	ZK46-3- R-53	ZK46-3- R-82-3	ZK46-3- R-86-2	ZK46-3- R90C 细	ZK46-3- R90C 粗	ZK46-3- R-92-1	ZK46-3- R-93-1	ZK46-3- R-80-2
Ba	818.9	981.9	1399.8	23.2	60.5	35.8	180000	268.8	11710.6	80.9	70.8	415.3
Sr	316	286	359	606	207	127	555	485	278	914	675	383
Cu	11.0	37.0	856	38.0	24.0	150000	278	77	2598	896	131	72.0
Zn	97.0	323	470	66.0	355	26.0	139	182	20.0	61.0	59.0	381
Cr	44.0	184	125	63.0	51.0	179	175	167	111	200	188	135
Co	17.0	36.0	32.0	18.0	43.0	32.0	49.0	63.0	14.0	40.0	36.0	25.0
Ni	18.0	68.0	94.0	49.0	53.0	62.0	125	107	57.0	149	81.0	98.0
V	129	170	161	154	87.0	91.0	170	230	148	143	142	110
Li	43.0	85.0	54.0	30.0	11.0	12.0	97.0	59.0	36.0	52.0	38.0	53.0
Be	3.09	1.96	0.96	2.11	0.68	0.67	0.58	0.36	1.3	0.66	0.32	1.63
Sc	11.0	21.0	19.0	14.0	13.0	30.0	34.0	38.0	21.0	38.0	32.0	17.0
Ga	19.0	31.0	16.0	24.0	5.0	7.0	37.0	9.0	30.0	10.0	11.0	14.0
Rb	296	5.17	276.13	3.19	6.46	2.99	133	12.0	1.74	8.09	9.07	39.41
Y	22.0	26.0	17.0	20.0	38.0	21.0	26.0	22.0	14.0	28.0	22.0	21.0
Zr	199	155	99.0	72.0	53.0	56.0	60.0	49.0	25.0	67.0	54.0	99.0
Nb	12.9	11.21	10.54	6.79	4.75	2.40	2.41	2.52	1.36	3.39	2.04	9.12
Mo	1.48	1.17	2.34	0.62	0.8	0.67	0.81	1.56	0.94	1.12	1.13	0.77
Cd	0.16	0.67	0.68	0.18	0.91	0.70	0.07	0.08	0.32	0.11	0.13	0.17
In	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03
Cs	119	86.5	23.1	117.4	2.03	2.56	22.4	2.88	61.8	58.1	39.8	3.64
Hf	6.68	4.51	3.20	2.25	1.81	1.74	1.63	1.79	1.00	1.99	1.65	2.92
Ta	1.13	0.91	0.59	0.85	0.51	0.58	0.21	0.18	0.14	0.30	0.21	0.71
W	4.53	0.95	0.84	0.61	0.40	0.49	0.18	0.2	0.18	0.43	0.30	0.47
Tl	1.09	0.07	0.97	0.04	0.17	0.08	0.54	0.09	0.02	0.22	0.07	0.24
Pb	9.23	66.2	347.6	52.8	87.6	59.7	19.3	14.5	54.7	61.4	43.1	43.0
Bi	0.45	0.14	0.15	0.11	0.16	0.08	0.08	0.02	0.06	0.15	0.05	0.03
Th	18.1	6.72	6.17	3.93	3.43	1.13	0.50	0.75	0.50	1.63	0.36	2.70
U	6.64	1.52	1.64	0.98	2.04	0.54	0.23	0.98	0.63	0.33	0.14	1.56
As	41.6	56.0	34.6	16.83	23.1	61.3	26.8	23.9	76.0	117.2	124.7	22.4
Sb	1.18	0.63	0.75	0.95	0.83	1.24	1.42	1.33	2.86	1.97	1.85	1.59

存矿体,且品位≥1 %;矿体两侧围岩蚀变发育,从近矿至远矿可划分为:(1)强方解石化带:蚀变矿物共生组合为方解石+玉髓+石英(少量)+绿泥石(少量)+辉铜矿+斑铜矿(图 12,图 10a、b,图 11a、d、g),发育少量赤铁矿、镜铁矿等;(2)绿泥石化带:主要以绿泥石化角闪石、斜长石为主(图 12,图 10c、d,图 11b、e),并伴随少量方解石和方铅矿等(图 11f),可见绿

泥石化角闪石斑晶以及杏仁状方解石;(3)弱蚀变带:主要以后期的方解石—石英细脉(图 12,图 10e、f)、泥化方解石(图 11h、i)以及杏仁状方解石、石英(图 11c)组成。

弱硅化带矿物组合为石英+方解石(少)+辉铜矿(少);绿泥石化带矿物组合为绿泥石+绿帘石+方解石(少)+方铅矿;强方解石化带矿物组合为方解石+

表 3 ZK46-3 矿化—蚀变指数 (AI_{Cu} 和 AI_{Pb} 的单位为 10^{-6} , 其他的单位为 %)

Table 3 ZK46-3 Mineralization Alteration Index (the units of AI_{Cu} and AI_{Pb} are 10^{-6} , and the other units are %)

蚀变带	样品编号	AI	AI_{Cu}	AI_{Pb}	AI_{CaO}	$AI_{Fe_2O_3 \cdot MgO}$	AI_{SiO_2}
新鲜玄武质 安山岩	ZK46-3-R-6	74.85	41.30	53.17	4.64	17.39	54.15
弱硅化带	ZK46-3-R5	74.39	17.88	44.66	5.04	18.34	52.25
	ZK46-3-R-8	76.91	30.27	29.08	9.61	17.08	51.44
	ZK46-3-R-19-1	77.07	725.79	130.33	12.48	9.19	56.37
	ZK46-3-R-19-2	75.04	36.93	17.12	8.03	16.83	51.75
	均值	75.85	202.72	55.30	8.79	15.36	52.95
	ZK46-3-R-14	76.24	19.76	34.78	12.44	16.00	49.16
	ZK46-3-R-18-1	75.84	14.62	15.81	13.43	16.74	47.00
	ZK46-3-R44	74.69	6.23	29.91	5.95	17.47	53.00
	ZK46-3-R95-1	76.27	18.33	10.04	8.49	19.75	49.03
	ZK46-3-R-95-1	77.36	153.49	10.87	8.19	22.05	48.18
	ZK46-3-R95-2	77.66	457.95	11.08	5.80	23.55	49.30
	ZK46-3-R99	76.87	11.48	9.60	1.28	16.41	59.97
	ZK46-3-R-77	75.43	39.61	70.71	7.79	16.75	52.20
	均值	76.29	90.18	24.10	7.92	18.59	50.98
强方解石化带	ZK46-3-R-21	77.37	42.19	58.86	21.90	9.28	47.13
	ZK46-3-R-82-3	77.04	1681.43	66.95	17.85	11.06	48.75
	ZK46-3-R-86-2	75.28	300.71	20.83	9.87	17.46	48.94
	ZK46-3-R90C	77.79	83.58	15.76	9.31	20.89	48.85
	ZK46-3-R-92-1	78.96	1005.08	68.82	18.95	16.05	44.90
	ZK46-3-R-93-1	85.60	142.24	46.93	18.84	15.01	52.84
	ZK46-3-R-80-2	80.82	84.84	50.96	20.01	15.64	46.66
	均值	78.98	477.15	47.02	16.68	15.05	48.03

辉铜矿+斑铜矿+吉硫铜矿(少)。

4 样品采集、测试分析及结果

4.1 样品采集

针对翁孔坝铜多金属矿床各蚀变带在热液蚀变

过程中元素迁移规律,选取典型垂向蚀变剖面,采集 23 件代表性岩矿石样品,采样位置如图 12 所示。

4.2 测试方法

样品全分析在西北有色地质研究院测试中心完成,主量元素采用熔片法 X 射线荧光光谱(XRF)测定,低含量的微量元素与稀土元素采用 ICP-MS 等离子体质谱仪分析,仪器型号:7700X。测试数据见表 1、表 2、表 3。



图 9 翁孔坝矿区典型硅化手标本照片

Fig. 9 Photos of typical silicified hand specimens in the Weng Kong Ba mining area

(a) 红褐色含铁石英包裹半透明—透明石英; (b) 透明石英与乳白色方解石组成石英—方解石脉; (c) 淡绿色半透明玉髓; (d) 浅红色石英与赤铁矿共生; (e) 由内而外为浅红色皮壳状石英、乳白色方解石、赤铁矿、含铁方解石; (f) 红褐色含铁石英

(a) reddish brown iron quartz wrapped in translucent transparent quartz; (b) transparent quartz and milky calcite form quartz calcite vein; (c) light green translucent chalcedony; (d) light red quartz coexists with hematite; (e) from the inside to the outside, there are light red crusty quartz, milky white calcite, hematite and iron bearing calcite; (f) reddish brown iron bearing quartz

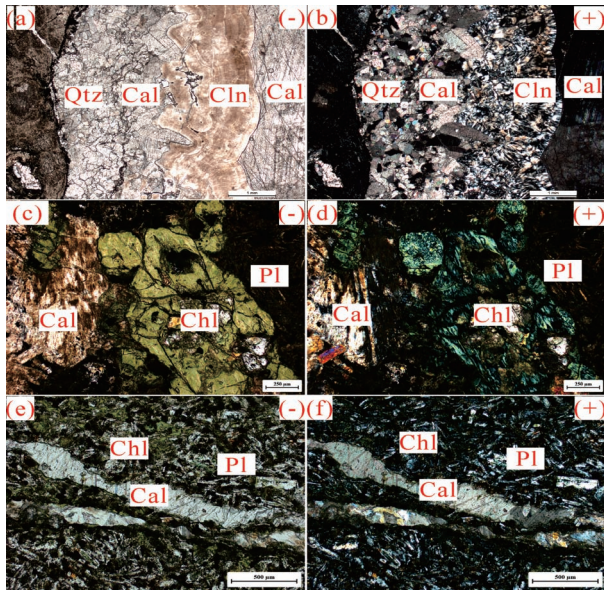


图 10 翁孔坝矿区蚀变矿物典型镜下照片：
(-) 单偏光; (+) 正交偏光

Fig. 10 Typical microscopic photos of altered minerals in Wengkongba deposit: (-) single polarized light; (+) orthogonally polarized light;

(a), (b) euhedral semi euhedral granular quartz and calcite are interspersed with aphanitic chalcedony; (c), (d) almonds are filled with chlorite hornblende and calcite; (e, f) early chloritized plagioclase is cut off by late calcite veins Qtz—quartz; Cal—calcite; Cln—chalcedony; Pl—plagioclase; Chl—chlorite

5 讨论

5.1 热液蚀变过程中主量元素迁移及富集规律

在热液蚀变过程中某一物质组分质量没有发生改变但其含量可能会发生改变,这就是许多学者提出的“闭合问题”(Maclean et al., 1990; Madeisky et al., 1993; Leitch et al., 1994)。

为了消除“闭合问题”所带来的影响,本文采取“标准化 Isocon 图解法”对蚀变岩的主、微量元素数据进行处理,进而研究热液蚀变过程中各蚀变带中物质组分的迁移规律。

“Isocon 图解法”由 Grant (1986, 2005) 提出, Guo Shun et al. (2009) 在此基础上进行了改进,并进一步提出“标准化 Isocon 图解法”。具体计算公式如下:

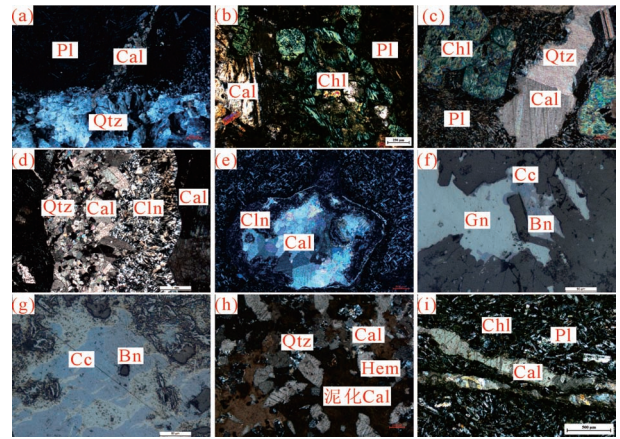


图 11 翁孔坝矿区典型矿化蚀变镜下特征

Fig. 11 Microscopic characteristics of the typical mineralized alteration in the Wengkongba mining area

(a) 沿裂隙充填的方解石脉被石英脉限制(+); (b) 绿泥石化角闪石(+); (c) 杏仁内充填方解石、石英、绿泥石(+); (d) 方解石、石英、玉髓共生(+); (e) 玉髓包裹方解石充填杏仁(+); (f) 方铅矿包含辉铜矿、斑铜矿形成包含结构(-); (g) 辉铜矿和斑铜矿形成共边结构、压碎结构(-); (h) 石英、方解石、赤铁矿共生,部分方解石已泥化(+); (i) 方解石脉切穿面状绿泥石化(-) Pl—斜长石; Cal—方解石; Qtz—石英; Chl—绿泥石; Cln—玉髓; Gn—方铅矿; Ce—辉铜矿; Bn—斑铜矿; Hem—赤铁矿

(a) calcite veins filled along fractures are limited by quartz veins (+); (b) chlorite hornblende (+); (c) almonds are filled with calcite, quartz and chlorite (+); (d) calcite, quartz and chalcedony coexist (+); (e) chalcedony wrapped calcite filled with almonds (+); (f) galena contains chalcocite and bornite, forming inclusion structure (-); (g) chalcocite and bornite form a common edge structure and crushing structure (-); (h) quartz, calcite and hematite coexist, and some calcite has been argillized (+); (i) calcite veins cut through faceted chloritization (-); Pl—plagioclase; Cal—calcite; Qtz—quartz; Chl—chlorite; Cln—chalcedony; Gn—galena; Ce—chalcocite; Bn—bornite; Hem—Hematite

$$\Delta C_i = \frac{C_{iA}}{k} - C_{i0}$$

式中 ΔC_i 为组分 i 迁移量; C_{iA} 为蚀变岩中组分 i 的浓度; k 为等浓度线的斜率(蚀变岩中不活动组分的浓度除以原岩中不活动组分的浓度); C_{i0} 为原岩中组分 i 的浓度。

不活动组分的确定是元素迁移计算的关键,对于不活动组分的分析方法详见文献(张可清等, 2002)。本文通过对未蚀变样品与代表性蚀变样品各组分含量的关系图解(图 12a)初步确定不活动组分为 TiO_2 、 MnO , 图解虽然显示出 SiO_2 和 TiO_2 、 MnO 大致经过同一条直线,但考虑到矿区发育不同程度

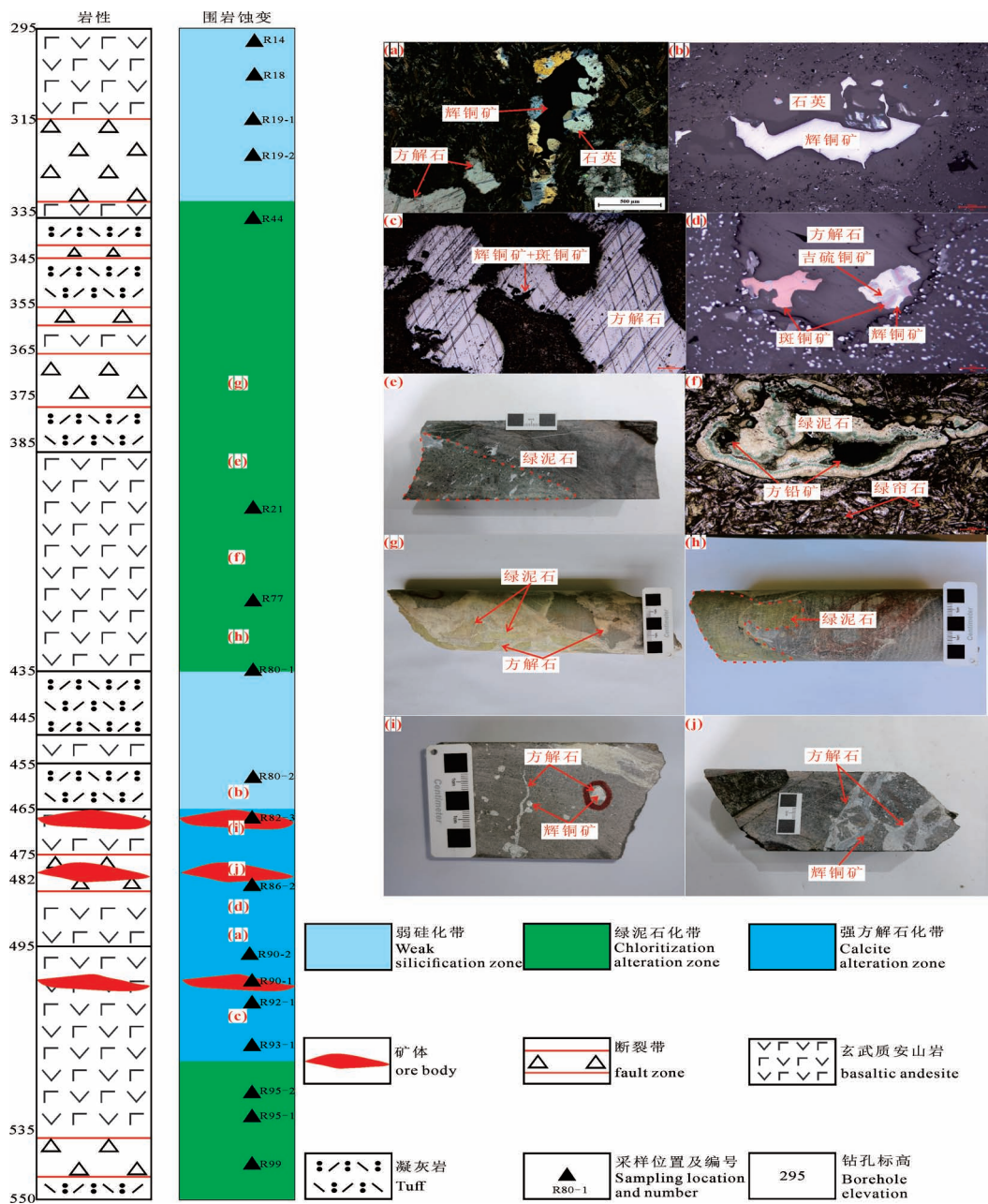


图 12 翁孔坝矿区钻孔 ZK46-3 岩性、蚀变分带示意图

Fig. 12 Schematic diagram of lithology and alteration zoning of borehole ZK-46-3 in the Wengongba deposit

的硅化,因此认为 SiO_2 不适合作为本次研究中的不活动组分,再结合 Zr-TiO_2 关系图解(图 12b)确定 Zr 和 TiO_2 含量大致呈正相关,因此选用 TiO_2 作为不活动组分,为了更直观地反映各组分之间的关系,将部分组分含量进行了一定比例的缩放。通过对各蚀变带主量元素迁移量计算,结果(图 13)显示:

(1)从新鲜玄武质安山岩到弱硅化带 CaO 大量迁入, MgO 大量迁出, SiO_2 、 Al_2O_3 、 TFe_2O_3 和 K_2O 迁入量小于 1%, Na_2O 迁出量小于 1%, MnO 和 P_2O_5

几乎没有变化。

(2)弱硅化带到绿泥石化带表现为 TFe_2O_3 、 MgO 和 Al_2O_3 大量迁入, SiO_2 和 K_2O 大量迁出, CaO 迁入量小于 1%, Na_2O 迁出量小于 1%, MnO 和 P_2O_5 几乎没有变化。

(3)绿泥石化带到强方解石化带(矿化中心) SiO_2 和 CaO 极大量迁入(>5%), Al_2O_3 和 TFe_2O_3 大量迁入, MgO 大量迁出, Na_2O 迁入量小于 1%, K_2O 迁出量小于 1%, MnO 和 P_2O_5 几乎没有变化。

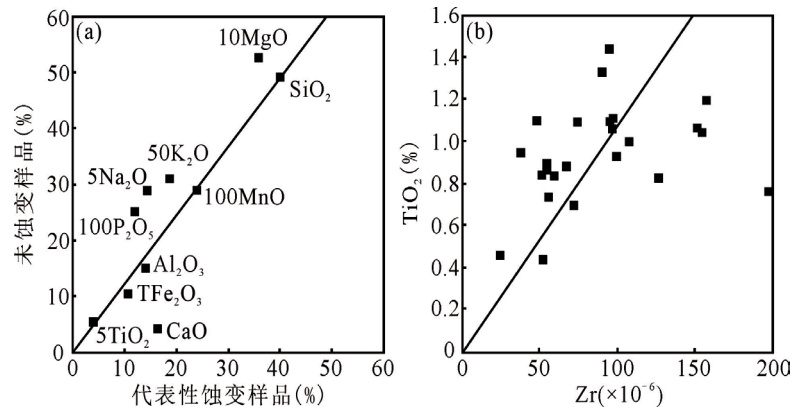


图 13 不活动组判别图解

Fig. 13 Diagrams of inactive component discrimination

(a) 蚀变岩主量元素与原岩主量元素关系图解; (b) Zr—TiO₂ 关系图解

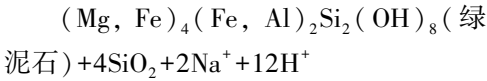
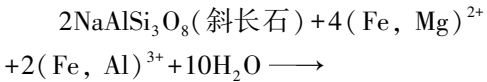
(a) Diagram of the relationship between the major elements of altered rocks and those of original rocks; (b) Zr—TiO₂ bivariate discriminant diagram

此外, MnO、P₂O₅ 在 3 个蚀变带中几乎都没有变化, 且在不活动判别图解中 MnO 和 TiO₂ 经过同一条直线, 可能是 MnO、P₂O₅ 都为翁孔坝铜矿区热液蚀变过程中的不活动组分。

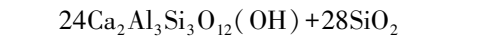
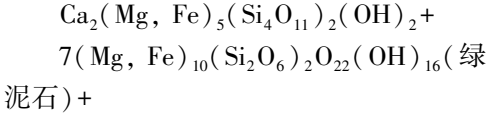
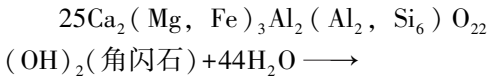
根据主量元素在各蚀变带迁入迁出特征分析认为, 翁孔坝铜多金属矿床热液蚀变过程中具有如下所述的元素迁移规律及机理:

(1) CaO 从弱硅化带→绿泥石化带→强方解石化带表现出大量迁入→少量迁出→极大量迁入, 在弱硅化带中大量迁入是由于钙长石蚀变成钾长石释放出少量 CaO 有关, 在强方解石化带中大量迁入是因为随着热液蚀变的进行, 前期形成的 Ca²⁺ 与 CO₂ 和 H₂O 发生反应形成方解石。

(2) 在弱硅化带和强方解石化带, Na₂O 和 K₂O 分别表现出迁入和迁出, 呈现出“钾钠不相容”现象, 主要表现在斜长石的黏土化。



(3) MgO 在弱硅化带和强方解石化带为迁出, 这可能与成矿流体交代火山岩中铁镁质矿物使得 Mg²⁺ 进入热液在绿泥石化带形成绿泥石等矿物以及在原地形成绿泥石, 并保留原矿物的晶型特征。



(4) TFe₂O₃ 在各蚀变带中均为带人, 与富 Fe 流体在节理裂隙中形成红褐色石英—含铁方解石脉及绿泥石脉有

关。

(5) SiO₂ 在弱硅化带和强方解石化带表现为迁入, 这与宏观上红褐色石英与方解石、透明石英和乳白色方解石共生相对应; 在绿泥石化带也同样表现为迁入, 这可能与铁镁质矿物在成矿流体的作用下形成绿泥石、方解石和 SiO₂ 有关。

(6) Al₂O₃ 在各蚀变带均表现为迁入特征, 但迁移量较低且与蚀变强度呈正相关, 可能与部分钙长石被蚀变成钾长石释放出氧化铝有关。

(7) 烧失量 (LOI) 在各蚀变带的含量变化特征反映出热液蚀变过程中氧化还原环境的改变导致金属矿物在强方解石化带沉淀。

(8) MnO 和 P₂O₅ 在各蚀变带迁移量很低 (≤ 0.1%), 可以认为这两种主量元素和 TiO₂ 同为该矿床热液蚀变过程中的不活动组分。

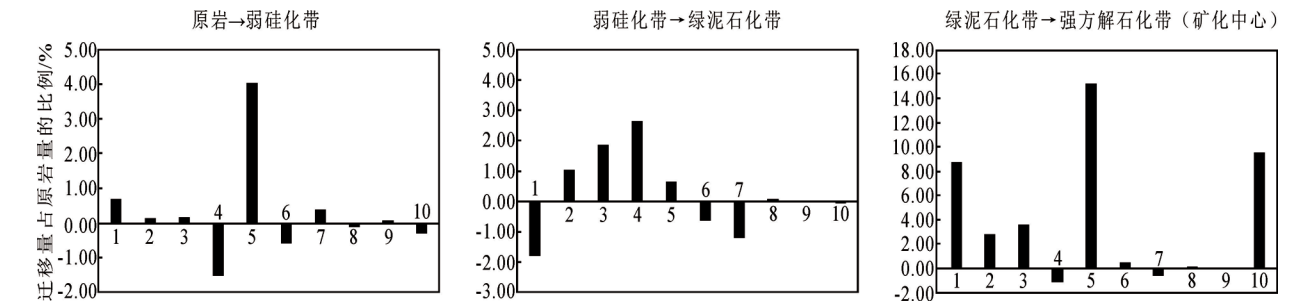


图 14 主量元素迁移量直方图

Fig. 14 Histogram of migration amount of major elements

5.2 热液蚀变过程中微量元素迁移及富集规律

基于各蚀变带微量元素迁移量计算,结果(图 14)显示:

(1)从玄武质安山岩到强方解石化带大离子亲石元素 Cs 少量迁入;Rb 表现为先少量迁入、再大量迁出、最后再少量迁入;Ba 和 Sr 具有相似的迁移规律,在弱蚀变带、绿泥石化带、强方解石化带分别为大量迁入、迁出、迁入。

(2)高场强元素 Hf、Ta、Th、U、Sc、Zr、Y、Nb 在各蚀变带基本没有发生迁移;Cr、Co、Ni、V 在弱蚀变带表现为迁出、在绿泥石化带和强方解石化带表现为迁入;Ga、Cs 在各蚀变带具少量迁入特征;成矿元素 Cu、Zn 具完全不同的迁移规律,Cu 在弱蚀变带和绿泥石化带表现为少量迁入,在强方解石化带表现为大量迁入;Zn 在 3 个蚀变带都显示迁出特征,Pb 在弱蚀变带基本没有变化,在绿泥石化带表现出大量迁入,在强方解石化带显著迁出。

在热液蚀变过程中微量元素的活化主要是由热液和矿物之间的离子交换、含微量元素矿物的溶解所决定,其迁移率取决于元素在矿物中的扩散速率,一般情况下认为含微量元素矿物的溶解是微量元素活化迁移的主要机制(Campbell et al., 1984; Jiang Shaoyong et al., 2005; Jiang Shaoyong et al., 2008)。微量元素在矿物中的赋存状态是在蚀变过程中研究微量元素活动性的重要手段,如: Sr、Na、Ca 主要赋存于钾长石中; Ba、Rb、Cs 和 K 主要赋存于钾长石和绢云母中,地球化学性质类似; Th 和 U 主要分布于绿帘石、榍石、锆石中(Fourcade et al., 1981; Gromet et al., 1983; Noyes et al., 1983; 王翠云等, 2012)。在不同的蚀变过程中流体成分和物理化学条件对于微量元素也具有重要的影响。

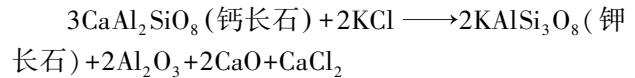
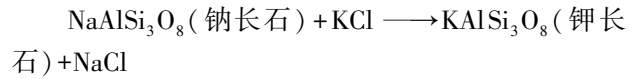
Cu 在各蚀变带中一直处于迁入状态,且在强方解石化带迁入量最大,这与宏观上辉铜矿脉常产于方解石脉中相一致。Pb 在绿泥石化带迁入量达到最大,与矿区矿化—蚀变分带特征相对应。Ba 和 Sr 迁移规律类似,且 Ba、Sr、Ca 为同一主族元素,由于三者离子半径和化学性质相似,易以类质同象的形式赋存于含 Ca 矿物中(方解石、斜长石等); Ba 和 Sr 在强方解石化带和弱蚀变带明显带人,而在绿泥石化带表现为迁出,可能是由于斜长石被交代成绿泥石,同时伴随着 Ba、Sr 等元素迁出而流失。As 和 Sb 平均迁移量相关系数为 0.95,且 As 在强方解石化带(矿化中心)少量迁入,与矿区内发现的少量硫砷铜矿(Cu_3AsS_4)一致。Co、Ni 等高温元素,在绿泥

石化带迁入量远远大于强方解石化带,说明随着成矿的进行成矿流体的温度逐渐降低。高场强元素(Hf、Ta、Th、U、Sc、Zr、Y、Nb)在各蚀变带表现为少量迁出或没有发生迁移,这是由于高场强元素(HFSE)可能主要赋存在某些地球化学性质比较稳定的副矿物中,表现出较稳定或活动性不强的特征。

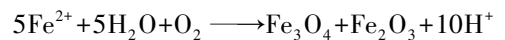
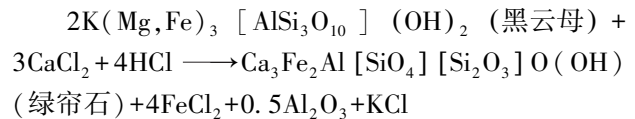
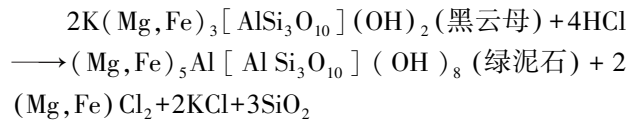
5.3 元素迁移特征对成矿的指示意义

主要蚀变类型及生成顺序为弱钾硅化→弱绢云母化、弱硅化、弱辉铜矿化→绿帘石、绿泥石化→硅化、辉铜矿化→方解石化、斑铜矿化、辉铜矿化,其主要的反应过程如下所示:

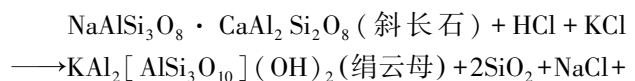
翁孔坝铜多金属矿床内方解石化、硅化、绿泥石化等蚀变的形成与热液矿化过程密切相关,几乎所有矿体都分布在火山岩高渗透率带和断裂带附近方解石化—硅化或绿泥石化强烈的玄武质安山岩中。从围岩至矿体可分为新鲜玄武质安山岩带、弱硅化带、绿泥石化带、强方解石化带;(1)矿区钾化蚀变较少,其主要形成于 300~400 °C,钾化的出现致使热液的 pH 值降低,从而有利于 Cu、Pb、Ag 等成矿元素的活化以及角闪石蚀变成绿帘石和绿泥石等矿物。



(2)角闪石、黑云母等矿物被交代形成绿泥石化、绿帘石化和赤铁矿化(图 15a、c),成矿前期形成的 Ca^{2+} 与黑云母反应形成绿泥石、绿帘石释放出更多的 Fe^{2+} ,在氧化条件下形成赤铁矿,导致热液中 pH 值降低使得 Cu 进一步富集。



(3)斜长石被交代形成绢云母(图 15b)和石英(显微鉴定多为隐晶质玉髓)使得热液 pH 值升高,温度降低,导致方解石和辉铜矿的沉淀。镜下多见杏仁中充填方解石和石英,石英多呈隐晶质位于边部,方解石位于中心(图 15d)。



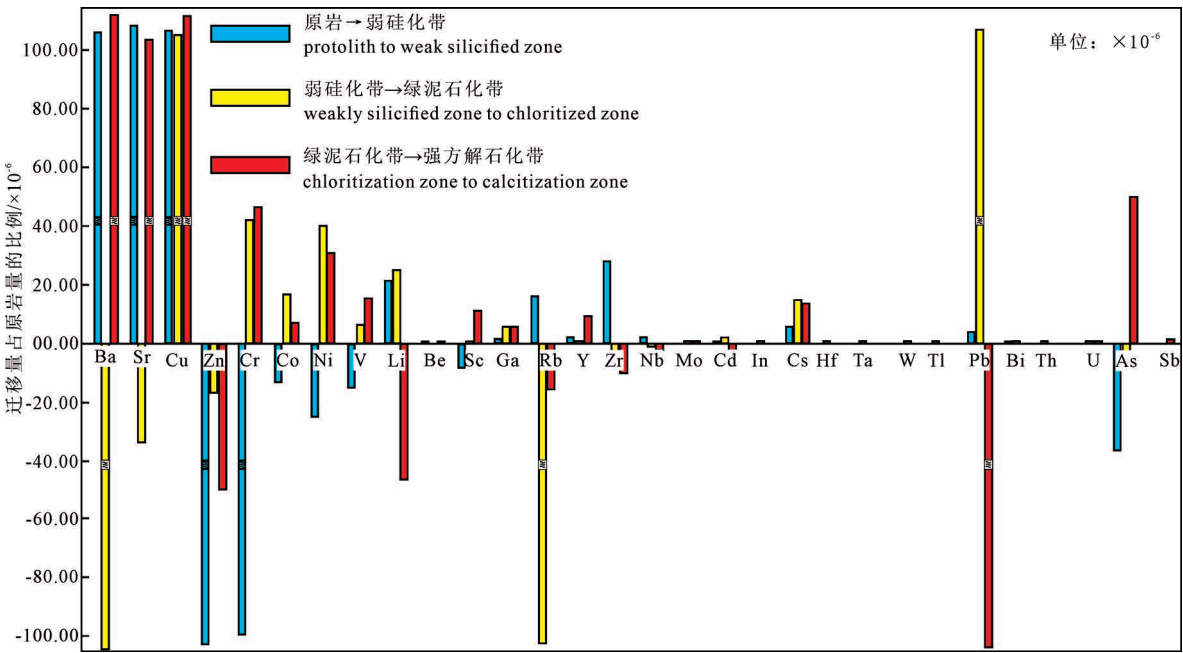
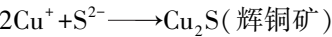
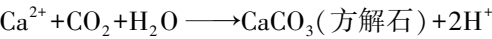


图 15 翁孔坝铜矿区典型蚀变矿物

Fig. 15 Typical altered minerals in the Wengkongba copper mine area

- (a) 绿泥石化黑云母; (b) 绢云母; (c) 赤铁矿和石英共生; (d) 方解石和隐晶质玉髓充填杏仁
(a) Chlorite biotite; (b) Sericite; (c) Hematite and quartz coexist;
(d) Calcite and aphanitic chalcedony filled almond

CaCl₂



弱硅化带→绿泥石化带→强方解石化带, 元素的迁移量依次增多, 矿体位置与元素迁移变化相关, 矿化中心成矿元素的富集或贫化程度明显大于其他蚀变岩及原岩, 上下盘围岩蚀变具有一定的对称性。成矿元素和高温、中低温元素含量变化图显示 (图 16), 从钻孔浅部至深部, Cu、Ag、As 在强方解石化带 (III) 中达到峰值。Pb 在其他几个蚀变带中元素含量基本没有变化, 但在绿泥石化带 (II) 中达到峰值; 暗示强方解石化带 (III) 和绿泥石化带 (II) 的形成有利于 Cu、Pb 等硫化物沉淀; W、Sn、Mo 为高温元素组合表现出基本一致的变化趋势, 其元素含量从钻孔浅部至深部呈现出降低的趋势, 反映出成矿流体的温度从深部至浅部逐渐降低。W、Mo 等高温元素在各蚀变带迁入迁出量基本为 0, 这与整个矿区目前所揭露的主要为一些中低温、低温阶段形成的矿物特征一致。Sb、As 等低温元素在强方解石化带表现为迁入, Cu 在各蚀变带中均表现出明显迁入, 但在强方解石化带达到最大值, 且矿区内主

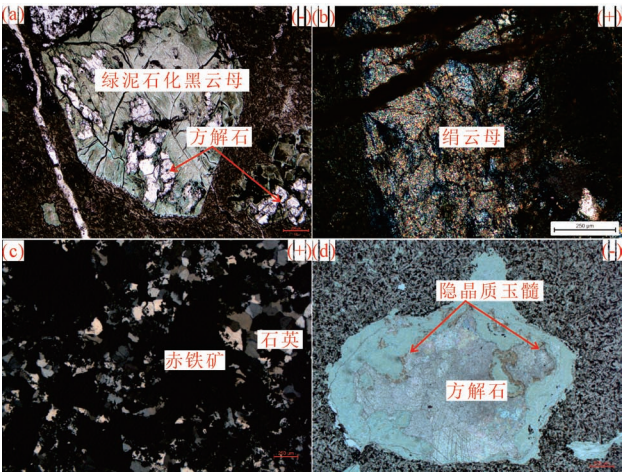


图 16 翁孔坝铜矿区典型蚀变矿物

Fig. 16 Typical altered minerals in the Wengkongba copper mine area

- (a) 绿泥石化黑云母; (b) 绢云母; (c) 赤铁矿和石英共生; (d) 方解石和隐晶质玉髓充填杏仁
(a) Chlorite biotite; (b) Sericite; (c) Hematite and quartz coexist;
(d) Calcite and aphanitic chalcedony filled almond

要铜金属矿物为辉铜矿, 暗示在热液蚀变过程中铜金属矿物主要在中低温阶段沉淀富集;

5.4 元素迁移的找矿标志

“热液蚀变指数(AI)”为热液蚀变过程中所有迁入元素与迁入迁出元素总和的百分比,是对热液蚀变强度的定量表达(Haeussinger et al., 1993),其值越大,蚀变越强。郑谔等(2015)、陈随海等(2016)和田光礼等(2019)通过对不同类型矿床的热液蚀变指数(AI)计算,分析了矿化与蚀变之间的关系。因此,本文选择钻孔 ZK46-3 不同蚀变带样品,进行“热液蚀变指数(AI)”计算,样品测试结果见表 2、表 3。结合翁孔坝铜矿区发育的方解石化、绿泥石化、

硅化等蚀变,可将该区的热液蚀变指数(AI)进行如下表示:

$$AI = \frac{100 \times \sum_{A=Cu, Pb, CaO, SiO_2, TFe_2O_3, MgO} \omega(A)}{\sum_{A=Cu, Pb, CaO, SiO_2, TFe_2O_3, MgO, Al_2O_3, K_2O, Na_2O} \omega(A)}$$

铜、铅矿化指数:

$$AI_{Cu} = \frac{100 \times \sum_{A=Cu} \omega(A)}{\sum_{A=Cu, Pb, CaO, SiO_2, TFe_2O_3, MgO, Al_2O_3, K_2O, Na_2O} \omega(A)}$$

$$AI_{Pb} = \frac{100 \times \sum_{A=Pb} \omega(A)}{\sum_{A=Cu, Pb, CaO, SiO_2, TFe_2O_3, MgO, Al_2O_3, K_2O, Na_2O} \omega(A)}$$

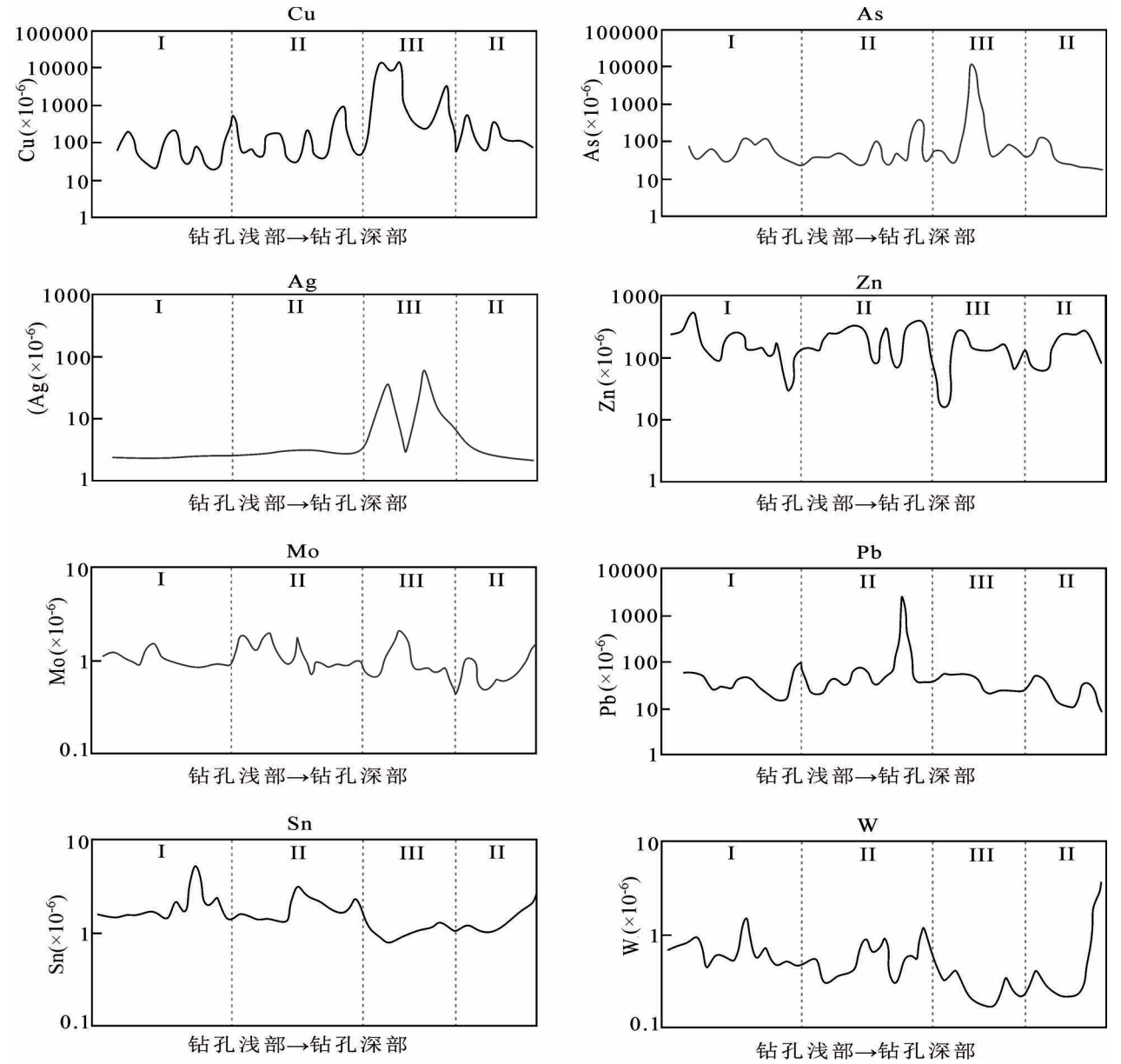


图 17 钻孔 ZK46-3 元素含量变化趋势图

Fig. 17 Variation trend of element content in ZK46-3

I—强方解石化带;II—绿泥石化带;III—弱硅化带

I—strong calcitization zone; II—chloritization zone; III—weak alteration zone

AI 为热液蚀变过程中所有迁入元素与迁入迁出元素总和的百分比。

方解石化蚀变指数:

$$AI_{CaO} = \frac{100 \times \sum_{A=CaO} \omega(A)}{\sum_{A=Cu, Pb, CaO, SiO_2, TFe_2O_3, MgO, Al_2O_3, K_2O, Na_2O} \omega(A)}$$

绿泥石化蚀变指数:

$$AI_{TFe_2O_3, MgO} = \frac{100 \times \sum_{A=TFe_2O_3, MgO} \omega(A)}{\sum_{A=Cu, Pb, CaO, SiO_2, TFe_2O_3, MgO, Al_2O_3, K_2O, Na_2O} \omega(A)}$$

硅化指数:

$$AI_{SiO_2} = \frac{100 \times \sum_{A=SiO_2} \omega(A)}{\sum_{A=Cu, Pb, CaO, SiO_2, TFe_2O_3, MgO, Al_2O_3, K_2O, Na_2O} \omega(A)}$$

式中 $\omega(A)$ 代表组分 A 的质量分数。

基于计算结果表 3。从新鲜玄武质安山岩(N)→弱硅化带(I)→绿泥石化带(II)→强方解石化带(III),其矿化—蚀变指数总体呈现出递增的趋势(热液蚀变指数 AI 平均值:74.85 %→75.85 %→76.29 %→78.98 %),说明越靠近矿化中

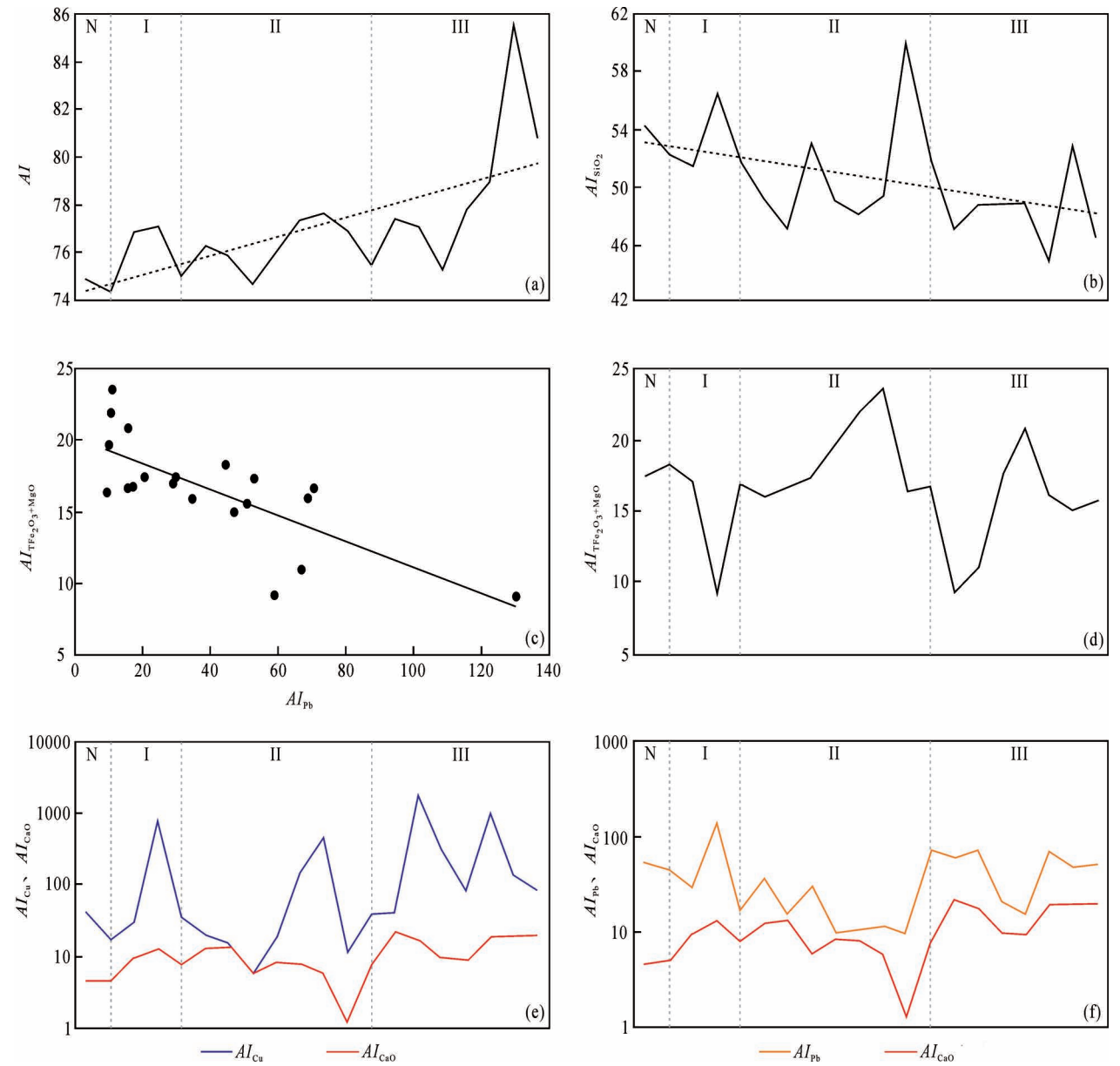


图 18 热液蚀变指数关系图解

Fig. 18 Variation trend of hydrothermal alteration index of ZK46-3

N—新鲜玄武质安山岩;I—弱硅化带;II—绿泥石化带;III—强方解石化带

N—protolith; I—weak alteration zone; II—chloritization zone; III—strong calcitization zone

心,整体蚀变越强。 AI_{Cu} 从新鲜玄武质安山岩到强方解石化带总体呈现增长趋势,在强方解石化带达到最大值。 AI_{Cu} 、 AI_{Pb} 和 AI_{CaO} 值变化趋势基本一致,而 AI_{Pb} 和 $AI_{Fe_2O_3、MgO}$ 为较强的负相关关系,暗示方解石化与铜、铅矿化关系密切,绿泥石化的形成使得围岩中的铜、铅成矿元素进入热液,由于物理化学条件的改变导致热液中成矿元素在强方解石化带卸载沉淀下来。 AI_{SiO_2} 值整体呈现出减少的趋势和 $AI_{Fe_2O_3、MgO}$ 在绿泥石化带的值大于弱硅化带和强方解石化带与矿化—蚀变分带规律一致。

综上所述,方解石化和绿泥石化是翁孔坝铜多金属矿床重要的找矿标志。

6 结论

(1)翁孔坝铜多金属矿床具有明显的垂向分带特征,从玄武质安山岩至矿化中心可分为:弱硅化带→绿泥石化带→强方解石化带(铜矿化中心),蚀变强度与矿化程度依次增强。方解石化、硅化和绿泥石化蚀变作用能够促进成矿元素的富集,多种蚀变叠加对成矿更为有利。

(2)新鲜玄武质安山岩→弱硅化带→绿泥石化带→强方解石化带(矿化中心),成矿元素整体呈迁入状态,以 Cu、Pb 成矿作用有关的元素为主。

(3)强方解石化是该类铜矿床的重要找矿标志,绿泥石化和方解石化是寻找铅矿体的重要标志。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

陈莉,王立全,王保弟,刘函. 2013. 滇西云县—景谷火山弧带官房铜矿床成因:流体包裹体及年代学证据. 岩石学报, 29(4): 1279~1289.

陈随海,韩润生,申屠良义,吴鹏,邱文龙,文德潇. 2016. 滇东北矿集区昭通铅锌矿区蚀变岩分带及元素迁移特征. 吉林大学学报(地球科学版), 46(3): 711~721.

陈贤胜,徐恒,梁庭祥,杨永富,李仕斌. 2019. 滇西景谷曾家村铜矿地质特征及矿床成因新认识. 矿产与地质, 33(6): 964~973.

黄震. 2005. 云南澜沧江火山—侵入岩带的区域成岩成矿地质地球化学. 导师:岳书仓,徐晓春. 合肥:合肥工业大学博士论文: 1~134.

李海东,潘家永,夏菲,周加云,刘颖,钟福军. 2016. 相山李家岭铀矿床热液蚀变作用地球化学特征. 现代地质, 30(3): 555~566.

李正章. 2020. 滇南宋家坡铜矿床地质特征及找矿前景. 现代矿业, 36(4): 30~33+40.

潘龙驹. 1999. 三江(云南段)铜金多金属找矿问题思考之二. 有色金属矿产与勘查, (4): 17~21.

任明举,肖章程,赵鹏杰. 2021. 云南景谷县大独田铜矿地质特征

与成因. 云南地质, 40(3): 301~306.

余中明. 2013. 云南景谷民乐—双龙地区铜矿成矿规律. 云南地质, 32(2): 157~159.

宋凯,巫建华,郭恒飞,郭国林. 2019. 冀北张麻井铀钼矿床叠加成矿:矿石地球化学质量平衡迁移计算的制约. 矿床地质, 38(3): 599~619.

田光礼,陈守余,董凯,赵江南,覃伟,陈俊霖. 2019. 甘肃白银厂折腰山 VMS 矿床蚀变带元素迁移及定量计算. 矿床地质, 38(1): 80~100.

田宗春,李宏坤,杨世坤,丁海宏. 2006. 思茅民乐宋家坡铜矿地质及找矿标志. 云南地质, (1): 31~39.

王翠云,李晓峰,肖荣,白艳萍,杨锋,毛伟,蒋松坤. 2012. 德兴朱砂红斑岩铜矿热液蚀变作用及元素地球化学迁移规律. 岩石学报, 028(12): 3869~3886.

王子勇,韩润生,吴海枝. 2020. 黔西北长坪子铅锌矿床矿化—蚀变岩元素地球化学特征及其地质意义. 矿物岩石地球化学通报, 39(2): 241~253.

魏俊浩,刘丛强,丁振举. 2000. 热液型金矿床围岩蚀变过程中元素迁移规律—以张家口地区东坪、后沟、水晶屯金矿为例. 矿物学报, (2): 200~206.

吴德海,夏菲,潘家永,刘国奇,黄国龙,刘文泉,吴建勇. 2019. 粤北棉花坑铀矿床热液蚀变与物质迁移研究. 岩石学报, 35(9): 2745~2764.

徐晓春,黄震,谢巧勤,岳书仓,刘因. 2004. 云南景谷宋家坡铜矿床成岩成矿的 Sm—Nd 和 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 同位素年龄. 地质论评, (1): 99~105.

颜越,吴湘滨,欧阳平宁,王前林,刘鑫扬,蒋红安. 2021. 湖南中山铀矿床蚀变分带特征、元素迁移规律及其对成矿流体的约束. 铀矿地质, 37(5): 780~796.

杨贵来. 2003. 景谷民乐火山灰流型铜矿地质及成因. 云南地质, (1): 80~88.

杨秋平. 2018. 滇西民乐铜矿床地质特征与成矿规律. 资源信息与工程, 33(6): 22~23.

杨宗良. 2004. 民乐火山岩—次火山岩型铜矿. 云南地质, (3): 343~350.

张炳林,单伟,李大鹏,肖丙建,王中亮,张瑞忠. 2017. 胶东大尹格庄金矿床热液蚀变作用. 岩石学报, 33(7): 2256~2272.

张可清,杨勇. 2002. 蚀变岩质量平衡计算方法介绍. 地质科技情报, (3): 104~107.

赵文权. 2018. 翁孔铜多金属矿床地质特征、矿床成因和找矿标志及方向. 中国金属通报, (11): 40~41.

郑略,顾雪祥,章永梅,刘瑞萍,耿会青,王艳忠,赵红海,李亚军. 2015. 黑龙江省高松山浅成低温热液金矿床围岩蚀变元素迁移特征、定量计算与形成机制. 地球化学, 44(1): 87~101.

朱维光,钟宏,王立全,何德锋,任涛,范宏鹏,柏中杰. 2011. 云南民乐铜矿床中玄武岩和流纹斑岩的成因:年代学和地球化学制约. 岩石学报, 27(9): 2694~2708.

Ague J J. 2003. Fluid infiltration and transport of major, minor, and trace elements during regional metamorphism of carbonate rocks, Wepawaug Schist, Connecticut, USA. American Journal of Science, 303(9): 753~16.

Akella J, Winkler H. 1966. Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions. Contributions to Mineralogy & Petrology, 12(1): 1~12.

Campbell I H, Leshner C M, Coad P, Franklin J M, Thurston P C. 1984. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu—Zn—sulfide deposits. Chemical Geology, 45(3): 181~202.

Chen Li, Wang Liquan, Wang Baodi, Liu Han. 2013&. Genesis of the Guanfang copper deposit in the Yunxian—Jinggu volcanicarc, western Yunnan: Evidences from fluid inclusions and

- geochronology. *Acta Petrologica Sinica*, 29(4): 1279~1289.
- Chen Suihai, Han Runsheng, Shentu Liangyi, Wu Peng, Qiu Wenlong, Wen Dexiao. 2016&. Alteration Zoning and Geochemical Element Migration in Alteration Rock of Zhaotong Lead—Zinc Deposit in Northeastern Yunnan Mineralization Concentration Area. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 46(3): 711~721.
- Chen Xiansheng, Xu Heng, Liang Tingxiang, Yang Yongfu, Li Shibin. 2019&. Geological characteristics of Zengjiacun copper deposit and a new understanding of the deposit genesis in Jinggu City, West Yunnan. *Minerals Resources and Geology*, 33(6): 964~973.
- Deng Jun, Wang Qingfei, Li Gongjian, Li Chusi, Wang Changming. 2014. Tethys tectonic evolution and its bearing on the distribution of important mineral deposits in the Sanjiang region, SW China. *Gondwana Research*, 26(2): 419~437.
- Dong Kai, Chen Shouyu, Graham I, Zhao Jiangnan, Fu Peng, Xu Yong, Tian Guangli, Qin Wei, Chen Junlin. 2017. Geochemical behavior during mineralization and alteration events in the Baiyinchang volcanic-hosted massive sulfide deposits, Gansu Province, China. *Ore Geology Reviews*, 91: 559~572.
- Dube B, Mercier-Langevin P, Hannington M, Lafrance B, Gosselin G, Davis D. 2007. The LaRonde penna world-class Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi, Quebec: Mineralogy and geochemistry of alteration and implications for genesis and exploration. *Economic Geology*, 102(4): 633~666.
- Esmaily D, Afshooni S Z, Mirnejad H, Rashidnejad-e-Omran N. 1954. Mass changes during hydrothermal alteration associated with gold mineralization in the Astaneh granitoid rocks, western Iran. *Geochemistry Exploration Environment Analysis*, 144(12): 161~175.
- Fourcade S, Allegre C J. 1981. Trace elements behavior in granite genesis: A case study The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 76(2): 177~195.
- Fulignati P, Gioncada A, Sbrana A. 1999. Rare-earth element (REE) behavior in the alteration facies of the active magmatic—hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 88(4): 325~342.
- Grant J A. 1986. The Isocon Diagram——A Simple Solution to Gresens' Equation for Metasomatic Alteration. *Economic Geology*, 81(8): 1976~1982.
- Grant J A. 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30(17/18): 997~1004.
- Gresens R L. 1967. Composition—volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2(67): 47~65.
- Gromet L P, Silver L T. 1983. Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(5): 925~939.
- Guo Shun, Ye Kai, Chen Yi, Liu Jingbo, Mao Qian, Ma Yuguang. 2012. Fluid—rock interaction and element mobilization in UHP metabasalt: Constraints from an omphacite—epidote vein and host eclogites in the Dabie orogen. *Lithos*, 136(SI): 145~167.
- Guo Shun, Ye Kai, Chen Yi, Liu Jingbo. 2009. A normalization solution to mass transfer illustration of multiple progressively altered samples using the isocon diagram. *Economic Geology*, 104(6): 881~886.
- Hermann J, Spandler C, Hack A, Korsakov A V. 2006. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones. *Lithos*, 92(3~4): 399~417.
- Horst H, Martin O, Deon S. 1993. Geochemistry of premetamorphic hydrothermal alteration of metasedimentary rocks associated with the Gorob massive sulfide prospect, Damara Orogen, Namibia. *Economic Geology*, 88(1): 72~90.
- Huang Zhen. 2004&. Geological and Geochemical Studies on the Regional Magmatism and Mineralization of Lancangjiang Volcanic and Intrusive Rock Belt of Yunnan Province. Supervisor: Yue Shucang, Xu Xiaochun. Hefei: Hefei University of Technology: 1~134.
- Jiang Shaoyong, Wang Rucheng, Xu Xisheng, Zhao Kuidong. 2005. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(17~18): 1020~1029.
- Jiang Shaoyong. 2008. Controls on the mobility of high field strength elements (HFSE), U, and Th in an ancient submarine hydrothermal system of the Proterozoic Sullivan Pb—Zn—Ag deposit, British Columbia, Canada. *Geochemical Journal*, 34(5): 341~348.
- Kupeli S. 2010. Trace and rare-earth element behaviors during alteration and mineralization in the Attepe iron deposits (Feke—Adana, southern Turkey). *Journal of Geochemical Exploration*, 105(3): 51~74.
- Leitch C H B, Lentz D R. 1994. The Gresens' approach to mass balance constraints of alteration systems: Methods, Pitfalls, Examples.
- Li Haidong, Pan Jiayong, Xia Fei, Zhou Jiayun, Liu Ying, Zhong Fujun. 2016&. Hydrothermal Alteration and Its Geochemical Characteristics of Lijialing Deposit in Xiangshan Uranium Ore Deposit. *Geoscience*, 30(3): 555~566.
- Li Zhengzhang. 2020&. Geological Characteristics and Prospecting Potential of Songjiapo Copper Deposit in Southern Yunnan Province. *Modern Mining*, 36(4): 30~33+40.
- Maclean W H. 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 25(1): 44~49.
- Madeisky H E, Stanley C R. 1993. Lithogeochemical Exploration of Metasomatic Zones Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits Using Pearce Element Ratio Analysis. *International Geology Review*, (12): 1121~1148.
- Noyes H J, Frey F A, Wones D R. 1983. A Tale of Two Plutons: Geochemical Evidence Bearing on the Origin and Differentiation of the Red Lake and Eagle Peak Plutons, Central Sierra Nevada, California. *The Journal of Geology*, 91(5): 487~509.
- Pan Longju. 1999&. The second issue on prospecting of Cu—Au polymetallic deposits in the Sanjiang area (Yunan section). *Geological Exploration for Non-ferrous Metals*, (4): 17~21.
- Putnis A, John T. 2010. Replacement Processes in the Earth's Crust. *Elements*, 6(3): 159~164.
- Ren Mingju, Xiao Zhangcheng, Zhao Pengjie. 2021&. The geological feature and genesis of Dadutian Cu Deposit in Jinggu, Yunnan. *Yunnan Geology*, 40(3): 301~306.
- She Zhongming. 2013&. The metallogenesis rule of Cu deposit in Minle—Shuanglong area of Jinggu, Yunnan. *Yunnan Geology*, 32(2): 157~159.
- Song Kai, Wu Jianhua, Guo Hengfei, Guo Guolin. 2019&. Superimposed mineralization of Zhangmajing uranium—molybdenum deposit in northern Hebei Province: Constraints from mass balance migration calculation of ore geochemistry. *Mineral Deposits*, 38(3): 599~619.
- Tian Guangli, Chen Shouyu, Dong Kai, Zhao Jiangnan, Qin Wei, Chen Junlin. 2019&. Elements migration and mass change calculations in

- alteration zones of Zheyaoshan VMS deposit, Baiyinchang, Gansu Province. *Mineral Deposits*, 38(1): 80~100.
- Tian Zongchun, Li Hongkun, Yang Shikun, Ding Haihong. 2006&. Geology and ore prospecting marks of Songjiapo Cu deposit in minle, Simao. *Yunnan Geology*, (1): 31~39.
- Wang Cuiyun, Li Xiaofeng, Xiao Rong, Bai Yanping, Yang Feng, Mao Wei, Jiang Songkun. 2012&. Elements mobilization of mineralized porphyry rocks during hydrothermal alteration at Zhushahong porphyry copper deposit, Dexing district, South China. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12): 3869~3886.
- Wang Ziyong, Han Runsheng, Wu Haizhi. 2019&. Elemental Geochemical Characteristics of the Altered and Mineralized Rocks in the Changpingzi Pb—Zn Deposit, Northwestern Guizhou and their Geological Significances. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 39(2): 241~253.
- Wei Junhao, Liu Congqiang, Ding Zhenju. 2000&. Active laws of element migration in wall-rock alteration processes for hydrothermal gold deposit; as evidenced by Dongping, Hougou and Shuijingtun gold desposits. *Acta Mineralogica Sinica*, (2): 200~206.
- Wu Dehai, Xia Fei, Pan Jiayong, Liu Guoqi, Huang Guolong, Liu Wenquan, Wu Jianyong. 2019&. Characteristics of hydrothermal alteration and material migration of Mianhuakeng uranium deposit in northern Guangdong Province. *Acta Petrologica Sinica*, 35(9): 2745~2764.
- Xu Xiaochun, Huang Zhen, Xie Qiaoqin, Yue Shucang, Liu Yin. 2004&. The Sm—Nd and ⁴⁰Ar—³⁹Ar Isotopic Ages of Lithogenesis and Metallogenesis of the Songjiapo Copper Deposit in Jinggu, Yunnan Province. *Geological Review*, (1): 99~105.
- Yan Yue, Wu Xiangbin, Ouyang Pingning, Wang Qianlin, Liu Xinyang, Jiang Hongan. 2021&. The Characteristics of Alteration Zonation, Elements Migration Rule and Its Constraints on Ore-forming Fluid of Zhongshan Uranium Deposit in Hunan. *Uranium Geology*, 37(5): 780~796.
- Yang Guilai. 2003&. Geology and Genesis of minle ash flow copper deposit, Jinggu. *Yunnan Geology*, (1): 80~88.
- Yang Qiuping. 2018#. Geological characteristics and metallogenic regularity of Minle copper deposit in western Yunnan. *Resource Information and Engineering*, 33(6): 22~23.
- Yang Zongliang. 2004&. Minle volcanic—subvolcanic copper deposit. *Yunnan Geology*, (3): 343~350.
- Zhang Binglin, Shan Wei, Li Dapeng, Xiao Bingjian, Wang Zhongliang, Zhang Ruizhong. 2017&. Hydrothermal alteration in the Dayingezhuang gold deposit, Jiaodong, China. *Acta Petrologica Sinica*, 33(7): 2256~2272.
- Zhang Keqing, Yang Yong. 2002&. Introduction of the method for mass balance calculation in altered rocks. *Geological Science and Technology Information*, (3): 104~107.
- Zhao Wenquan. 2018#. Geological characteristics, genesis, prospecting criteria and direction of wengkong copper polymetallic deposit. *China Metal Bulletin*, (11): 40~41.
- Zheng Luo, Gu Xuexiang, Zhang Yongmei, Liu Ruiping, Geng Huiqing, Wang Yanzhong, Zhao Honghai, Li Yajun. 2015&. Element mobilization, mass-change quantification and formation mechanism of wall rock alteration in the Gaosongshan epithermal gold deposit, Heilongjiang Province, China. *Geochimica*, 44(1): 87~101.
- Zhu Weiguang, Zhong Hong, Wang Liquan, He Defeng, Ren Tao, Fan Hongpeng, Bai Zhongjie. 2011&. Petrogenesis of the basalts and rhyolite porphyries of the Minle copper deposit, Yunnan: Geochronological and geochemical constraints. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2694~2708.

Zonation of hydrothermal alteration and migration of elements in the Wengkongba copper—polymetallic deposit, southwestern Yunnan

ZENG Shuming^{1,2)}, HAN Runsheng^{1,2)}, ZHANG Yan^{1,2)}, LIU Fei^{1,2)}, WU Zizhuo^{1,2)}, TIAN Yingtian^{1,2)}

1) Faculty of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming, 650093;

2) South-West Institute of Geological Survey, Geological Survey Center for Nonferrous Metals Resources, Kunming, 650093

Objectives: The Wengkongba copper polymetallic deposit is one of the newly discovered deposits in southwestern Yunnan in recent years. Although a lot of studies have been carried out in this region, unfortunately, the hydrothermal alteration and its geochemical prospecting indicators of Wengkongba copper polymetallic deposit are poorly understood.

Methods: In this paper, On the basis of fine mineralogy research, the element geochemical analysis was carried out on the samples of each alteration zone in the typical longitudinal profile of the mining area by ICP-MS method. The mass balance calculation and the quantitative calculation of hydrothermal alteration index methods were adopted to study the element migration characteristics in the mineralized alteration zone.

Results: The results show that the hydrothermal alteration index (*AI*) increases gradually (74.85%→75.85%→76.29%→78.98%) from the wall rock to the strong calcitization zone, indicating that the alteration intensity is gradually enhanced. The migration rate of CaO (4.03%→0.66%→15.20%) is positively correlated with the migration rate of Cu (154×10^{-6} → 124×10^{-6} → 642×10^{-6}), and the migration rate of

$\text{TFe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ ($-1.34\% \longrightarrow 4.48\% \longrightarrow 2.48\%$) and the migration rate of Pb ($-961 \times 10^{-6} \longrightarrow 795 \times 10^{-6} \longrightarrow 4 \times 10^{-6}$) are also positively correlated.

Conclusions: The Wengkongba copper—polymetallic deposit has obvious vertical zoning characteristics, which can be divided into the strong calcitization zone, the chloritization zone and the weak silicification zone. Among them, the strong calcitization is closely related to the copper mineralization, calcitization and chloritization are closely related to the lead mineralization, the strong calcitization and the chloritization hydrothermal alteration are important prospecting indicators of the deposit.

Keywords: Alteration zoning; Hydrothermal alteration index; regularity of elements migration; Wengkongba copper—polymetallic deposit; Southwest Yunnan

Acknowledgements: Yunnan ten thousand people plan " top-notch young talents " (YNWR-QNBJ-2019-157); Yunling scholar (2014); Yunnan provincial mineral resources prediction and evaluation Engineering Laboratory (2012); Achievements of the joint funding of the innovation team project of Yunnan Province and Kunming University of Technology.

First author: ZENG shuming, male, born in 1997, Postgraduate, engaged in mineralogy research; Email: 807695724@ qq. com

Corresponding author: HAN Runsheng, male, born in 1964, Ph. D. , professor, mainly engaged in the study of structural metallogenic dynamics and concealed ore prediction; Email: 554670042@ qq. com; ZHANG Yan, female, born in 1981, Ph. D. , professor, mainly engaged in geochemical and mineralogical research; Email: 78598874@ qq. com

Manuscript received on: 2022-07-21; Accepted on: 2022-12-31; Network published on: 2023-01-20
Doi: Doi: 10.16509/j.georeview.2023.01.013 **Edited by:** GAO Zuoyu