



论文

北秦岭西部陕西铜峪 VHMS 型铜矿床矿化地质特征、成矿背景与矿床成因

李犇, 朱赖民*, 张国伟, 郭波, 弓虎军, 姚安平

西北大学地质学系, 大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069

* 联系人, E-mail: zhulaimin@nwu.edu.cn

收稿日期: 2009-10-28; 接受日期: 2010-03-07

国家重大基础研究项目(编号: 2006CB403502)、国家自然科学基金项目(批准号: 40872071)、西北大学大陆动力学国家重点实验室科技部专项(编号: BJ091349)、南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室项目(编号: 14-08-1)、陕西省教育厅基金项目(编号: 07JK414)和西北大学研究生创新基金项目(编号: 08YZZ53)资助

摘要 本文对位于北秦岭西部斜峪关群中的陕西铜峪铜矿床矿化地质特征和矿石、矿化岩、赋矿火山岩围岩的主量、微量元素地球化学特征进行了详细研究, 并对侵入于矿区南部的煤沟花岗闪长岩进行了单颗粒锆石 LA-ICP-MS U-Pb 精确定年、Lu-Hf 同位素分析及岩石地球化学研究. 研究表明, 赋矿火山岩围岩为钙碱性岛弧火山岩, 成矿物质与火山岩围岩具有相同的物质来源. 铜峪铜矿床是古秦岭洋板片在 472 Ma 左右的俯冲事件中, 由俯冲板片脱水产生的高氧逸度流体进入地幔楔, 活化萃取地幔楔的 Cu 等金属元素并导致地幔楔部分熔融产生的钙碱性岩浆在岛弧区喷发形成的 VHMS 型矿床. 煤沟花岗闪长岩锆石 U-Pb 加权平均年龄为 (439.3 ± 3) Ma, 显示其形成与古秦岭洋板片在 440 Ma 左右的俯冲事件有关, 岩石具有高 $Mg^\#$, 富 Ni 和 Cr, 轻重稀土强烈分馏, Eu 异常不明显, 高 Sr、低 Y、高 Sr/Y 比值, 锆石 Hf 二阶段模式年龄集中在 908~723 Ma 之间, $\epsilon_{Hf}(t) > 0$, 表明煤沟花岗闪长岩体属于俯冲的古秦岭洋玄武质板片部分熔融产生的熔体与地幔楔发生交代作用形成的具埃达克岩性质的岛弧花岗岩. 铜峪铜矿床属形成于奥陶-志留纪之交((439.3 ± 3) ~ (472 ± 11) Ma) 岛弧环境中的 VHMS 型块状硫化物矿床, 与火山岩同期的火山喷流-沉积作用形成了该矿床的初始矿化; 初始矿体形成后, 伴随秦岭造山带印支期全面碰撞造山过程, 矿体和含矿层受到强烈的构造改造和叠加. 铜峪铜矿床与经典的 VHMS 型如日本黑矿型块状硫化物矿床存在差异, 其矿化地质特征显示出岛弧火山喷发沉积和构造叠加改造成矿的双重特点. 因此, 铜峪铜矿床应为岛弧火山喷发沉积-构造叠加改造型矿床.

关键词北秦岭西部
VHMS 型铜矿床
成矿背景
矿床成因

秦岭造山带由 2 条主缝合带和由其分划的 3 个地块, 即由商丹、勉略缝合带、华北地块南缘、秦岭微地块和扬子地块北缘组成. 华北地块南缘呈现由南

向北的商丹俯冲带、秦岭杂岩为基底的岛弧岩浆岩带、二郎坪弧后边缘海盆带, 构成与活动大陆边缘类似的沟-弧-盆构造体系^[1~5]. 不难理解, 早古生代古

秦岭洋洋壳俯冲导致北秦岭岛弧造山带的发育, 弧后扩张形成二郎坪弧后盆地, 使北秦岭造山带具有形成火山喷流型块状硫化物矿床(VHMS)的优越地质条件^[6~11]. 近年来, 在该带东部河南桐柏地区的二郎坪弧后盆地海相火山-沉积建造中相继发现了刘山岩、水洞岭和上庄坪矿等 VHMS 型矿床^[12~17]. 但是, 目前对北秦岭与早古生代岛弧-弧后基性火山作用有关的 VHMS 型矿床的总体研究不仅程度较低, 而且现有的研究工作主要集中在东秦岭, 对分布于该带中西部的陕西和甘肃境内的 VHMS 型矿床仍缺少系统深入的矿床地质、地球化学和成矿动力学背景研究. 该成矿带东西延伸情况如何? 仍是值得探讨的重要问题. 本文对分布于北秦岭岛弧造山带的陕西铜峪铜矿床矿化地质-地球化学特征和成矿背景进行了深入研究, 发现铜峪铜矿区存在岛弧火山岩-埃达克岩组合, 矿区分布的原被认为是太白花岗岩岩体肢体的煤沟花岗岩体并非中生代岩浆活动的产物, 而属加里东期具埃达克岩性质的岛弧花岗岩类, 从而再次证实秦岭古洋盆向华北地块俯冲事件可能持续时间较长, 至少可持续到 440 Ma 前; 结合前人对赋矿火山岩的定年结果^[18], 本文研究表明, 北秦岭西部(西秦岭)存在发生于 440~472 Ma 之间的俯冲造山成矿事件. 因此, 本研究对于秦岭造山带 VHMS 型矿床的勘探工作具有指导意义, 同时对全面深入认识秦岭造山带加里东期成矿事件以及构建北秦岭沟-弧-

盆构造矿体系也具有理论价值.

1 区域地质和矿床矿化地质特征

铜峪铜矿床是陕西省的重要铜矿床之一, 位于秦岭造山带北秦岭构造带中段斜峪关群中(图 1), 在大地构造位置上处于商丹缝合带北侧, 秦岭与祁连造山带的交汇部位. 北秦岭地区发育的震旦纪至早古生代地层系统可分为两类, 分别为变沉积-火山地层系统和变沉积地层系统, 并以前者为主. 斜峪关群是陕西区调队 1984 年从宽坪群中解体出来的一套浅变质火山-沉积岩系, 宋子季和张维吉 1987 年正式创名于眉县斜峪关^[20]. 斜峪关群分布于北秦岭中段, 西起眉县铜峪, 向东经户县涝峪、蓝田汤峪、草坪至商州, 被北西向草坪-丹凤断裂所截, 东西向断续延伸达 500 km. 南、北两侧分别与秦岭群、宽坪群断层接触(图 1). 斜峪关群时代上归为早古生代, 自下而上按岩石组合划分为文家山组和干岔沟组, 上下分别与元古宇宽坪群和上古生界甘峪组呈不整合或断层接触. 文家山组以凝灰质砂岩为主, 夹含碳板岩、千枚岩, 顶部为结晶灰岩. 干岔沟组为一套中性火山岩-沉积岩组合, 下与文家山岩组为整合接触关系. 干岔沟组喷发-沉积韵律发育, 韵律下部为火山集块岩、角砾岩, 向上凝灰岩渐增, 并逐渐过渡为沉凝灰岩、泥砂质岩或碳酸盐岩. 眉县-户县地区的斜峪关群以

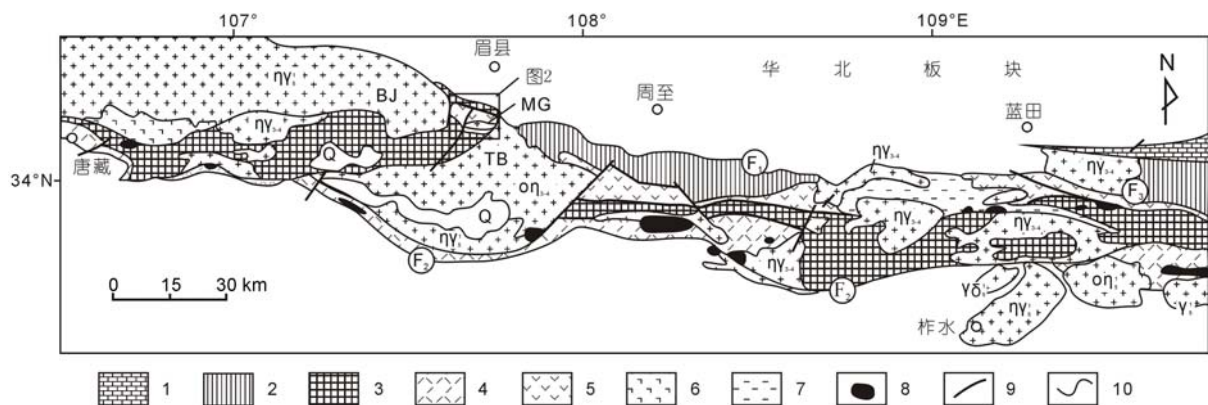


图 1 北秦岭区域地质构造简图^[18,19]

1, 陶湾群; 2, 宽坪群; 3, 秦岭群; 4, 丹凤群; 5, 斜峪关群; 6, 草滩沟群; 7, 下古生界; 8, 超镁铁质岩块; 9, 断层; 10, 地层界线; Q, 第四系; MG, 煤沟花岗岩体; TB, 太白花岗岩体; BJ, 宝鸡花岗岩体; on_{3-4} , 古生代石英斑岩; $\eta\gamma_{3-4}$, 古生代花岗斑岩; $\gamma\delta_5^1$ -印支期花岗闪长岩; on_5^1 -印支期石英斑岩; $\eta\gamma_5^1$ -印支期花岗斑岩; γ_5^1 -印支期花岗岩; F₁, 周至-洛南-栾川断裂; F₂, 商丹断裂; F₃, 草坪-丹凤断裂

中性火山岩为主, 夹中酸性及少量基性火山岩^[18-21]。

铜峪铜矿床矿区斜峪关群为一套浅-中级变质的中基性火山岩-沉积岩系, 包括变玄武岩、变安山岩、变英安岩、变安山质凝灰岩、变英安质凝灰岩、变安山质集块岩和角砾熔岩等变质火山岩类, 以及大理岩、结晶灰岩和变泥质砂岩等变质沉积岩类。矿区地层总体走向为北西西向, 东西两端分别被太白花岗岩体、宝鸡花岗岩体所截(图 1), 中部煤沟花岗岩体侵入其中。矿区出露的变火山-沉积岩地层共分 6 个岩性段(XYG²⁻¹~XYG²⁻⁶), 各段岩性组合及矿化特征详见图 2 和表 1。XYG²⁻²为主要的含矿层位。矿区共有矿体 73 个, 目前控制储量超过 5 万吨, 其中 9 个主矿体控制了全区总储量的 77%, 主要集中分布在喷发沉积分异比较好的中心区内(表 1)¹⁾。

矿区火山岩常见韵律层和层状构造。在矿区中心部位喷发沉积分异性较好, 向东西两侧变差, 地层略呈弧状分布, 有集块岩、熔岩、碎屑熔岩分布, 外围大多消失, 而且有次火山岩如辉绿玢岩和英安斑岩出现。上述特征表明, 矿区蚀变中心部位可能靠近古火山喷口。

矿区褶皱构造表现为一个以 XYG²⁻² 火山岩层为核部的北西西向背斜构造(图 2)。断裂构造主要有两期: ① 北西西向断裂构造主要表现为压扭性, 走向 110°~130°, 大多顺层产出, 平行分布, 主要表现为挤压破碎带及挤压片理化, 该构造为控矿构造; ②

北东向构造发育程度仅次于北西西向构造, 此组断裂切穿北西西向断裂和部分花岗岩脉, 属晚期断裂构造, 未见与成矿有明显关系。矿体形态主要为透镜状、似层状, 大体顺层产出, 与背斜轴线及早期断裂走向一致(图 2 和 3), 主体走向 120°~140°, 倾角 30°~50°, 连续性一般较好, 矿体厚度变化大, 分枝膨缩现象常见。

矿区岩石蚀变普遍, 分带现象明显(图 3)。中心以阳起石化和透辉石化为主, 伴有绿帘石化和绿泥石化, 向外蚀变逐渐减弱, 矿体产出受蚀变控制。矿区外围硅化和绢云母化强烈, 形成绢云石英片岩和绿泥石英片岩等岩石。无论在剖面和平面上, 磁黄铁矿都多居于蚀变带中心, 依次向外黄铜矿、黄铁矿及闪锌矿逐渐增多, 呈环带状分布。矿化和蚀变作用在空间展布上具有一致性, 主要围岩蚀变包括透辉石化、石榴石化、阳起石化、绿泥石化、绿帘石化、绢云母化、硅化和碳酸盐化等。阳起石化在矿区分布广泛和强烈, 与金属矿化关系最密切, 矿化较好地段, 阳起石化普遍, 出现在多种变火山岩中, 但在中基性火山岩中最为发育。透辉石化是矿区主要的蚀变类型, 透辉石呈粒状集合体, 其形成与碳酸盐岩和含钙质火山岩关系密切, 蚀变强烈时形成透辉岩, 常有磁黄铁矿、黄铜矿等金属矿物交代充填于透辉石粒间, 形成以透辉石为主要脉石矿物的矿石类型。绿泥石化分布也较普遍, 特别是在安山岩和安山质碎屑岩

表 1 铜峪铜矿床矿区含矿火山岩岩性组合及矿化蚀变特征^{a)}

岩性段 代号	岩性	厚度 (m)	特点
XYG ²⁻⁶	灰-灰白色薄-中厚层状结晶灰岩	24	此三亚段地层分布在矿区东北角, 在矿区出露面积小
XYG ²⁻⁵	灰-灰绿色变凝灰岩, 变质后为绿泥钙质片岩, 夹少量大理岩	26	
XYG ²⁻⁴	灰-灰绿色变安山质角砾岩、变安山质凝灰岩夹变英安质凝灰岩、变英安岩、大理岩、变辉绿玢岩等, 有阳起石化、绿泥石化等。赋存有拉塔沟铜矿点, 响水石磁铁矿化点	160	
XYG ²⁻³	灰-灰绿色变安山质角砾岩、变安山质凝灰岩和变英安质凝灰岩、变英安质凝灰熔岩、变英安岩、变辉绿玢岩等, 在东部普遍遭受阳起石化、绿帘石化、硅化等	135	英安质岩石增多
XYG ^{2-2b}	上部变安山质凝灰岩、绢云母石英片岩、绿泥钙质片岩、大理岩, 蚀变有阳起石化、绿帘石化、绿泥石化等, 有零星矿化	235	分异好, 韵律较清楚, 两层即为两个亚旋回
	下部灰-灰绿色变玄武岩、变安山质集块岩、变安山质角砾岩、变安山质凝灰岩夹变英安质凝灰熔岩、变英安质凝灰岩、变英安岩、绿泥钙质片岩、大理岩和变辉绿玢岩。蚀变强烈, 发育透辉石化、石榴石化、阳起石化、绿帘石化、绿泥石化和硅化等, 为主要含矿层(北矿带)		
XYG ^{2-2a}	灰-灰绿色变安山质集块熔岩、变玄武岩、变安山岩、变安山质角砾熔岩、变安山质凝灰熔岩和变英安岩、变英安质角砾岩、绿泥钙质片岩、变辉绿玢岩等, 蚀变强烈, 类型同上。深部相变为以变安山质碎屑岩类为主夹大理岩。也是主要含矿层(南矿带)	190	
XYG ²⁻¹	灰白色大理岩夹变英安质凝灰岩、绿泥石英片岩。下部被花岗岩吞蚀, 出露不全	25	

a) 据脚注 1) 修改简化

1) 陕西省地质局第八地质队. 陕西省眉县铜峪铜矿床地质勘查报告. 1979

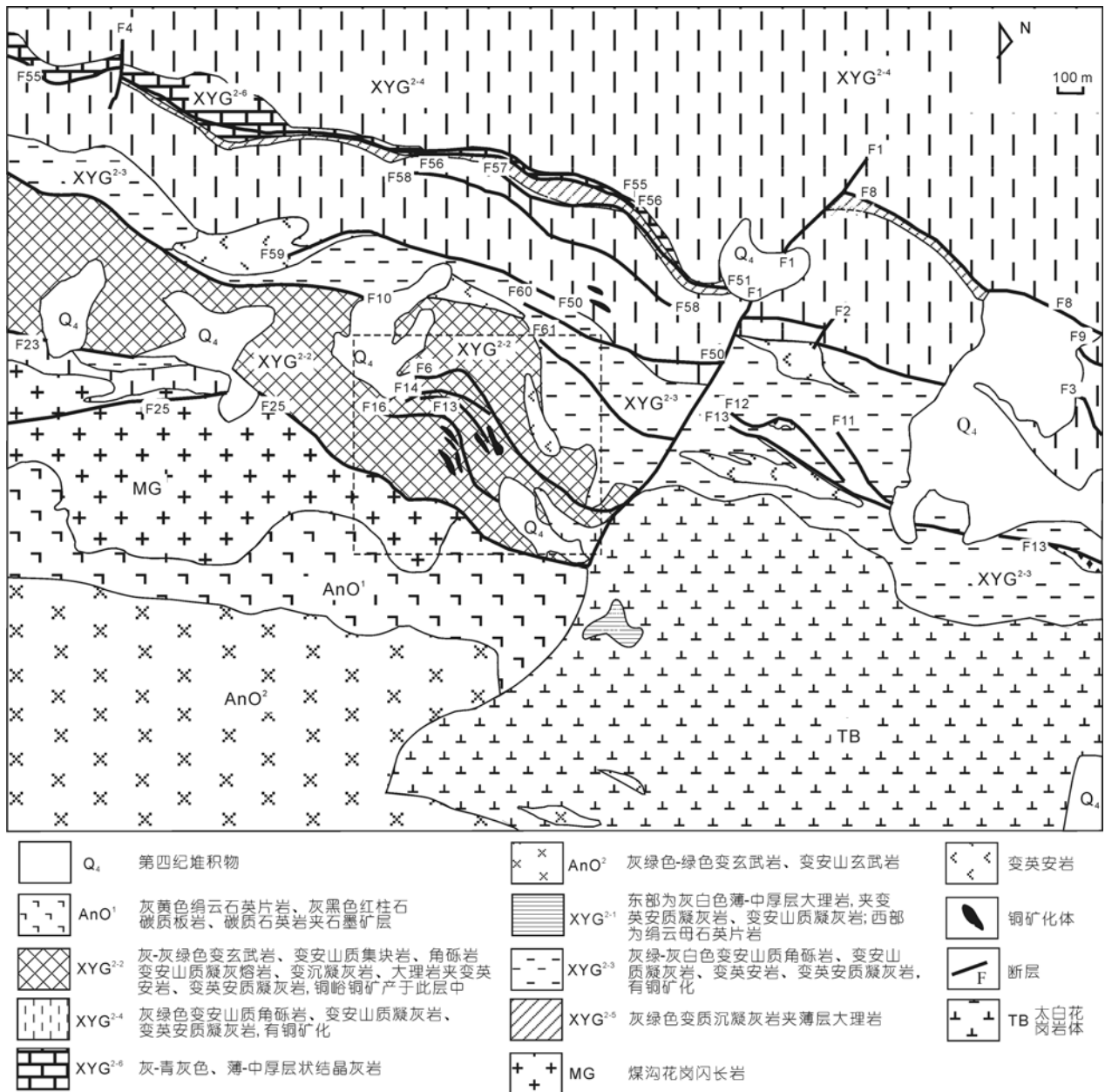


图 2 铜峪铜矿床地质略图

据陕西省眉县铜峪铜矿床地形地质图改编

中更为发育, 绿泥钙质片岩和绿泥石英片岩中绿泥石分布均匀, 与成矿有一定的关系. 绿帘石化在酸性-中基性火山岩中均较发育, 在中基性火山岩中主要形成不规则团块状, 与阳起石组成绿帘阳起片岩, 在酸性火山岩内当蚀变强烈时形成绿帘次生石英岩, 局部出现黄铜矿和黄铁矿化. 硅化发育在以阳起石和透辉石为主的含矿岩石内, 硅化一般仅呈小脉状

穿插, 常有金属硫化物与之伴生, 而在中酸性岩内硅化普遍较强, 但与矿化关系不大. 碳酸岩化发育于各种火山岩内, 主要表现为单独或与石英一起呈不规则脉状产出, 常伴生有黄铜矿和黄铁矿化¹⁾. 上述蚀变特征亦得到地球化学资料支持. AI-CCPI 图解显示本文岩石样品的蚀变过程大致可以分为(图略): 英安岩的绢云母-绿泥石-黄铁矿化; 玄武岩、矿化玄武岩

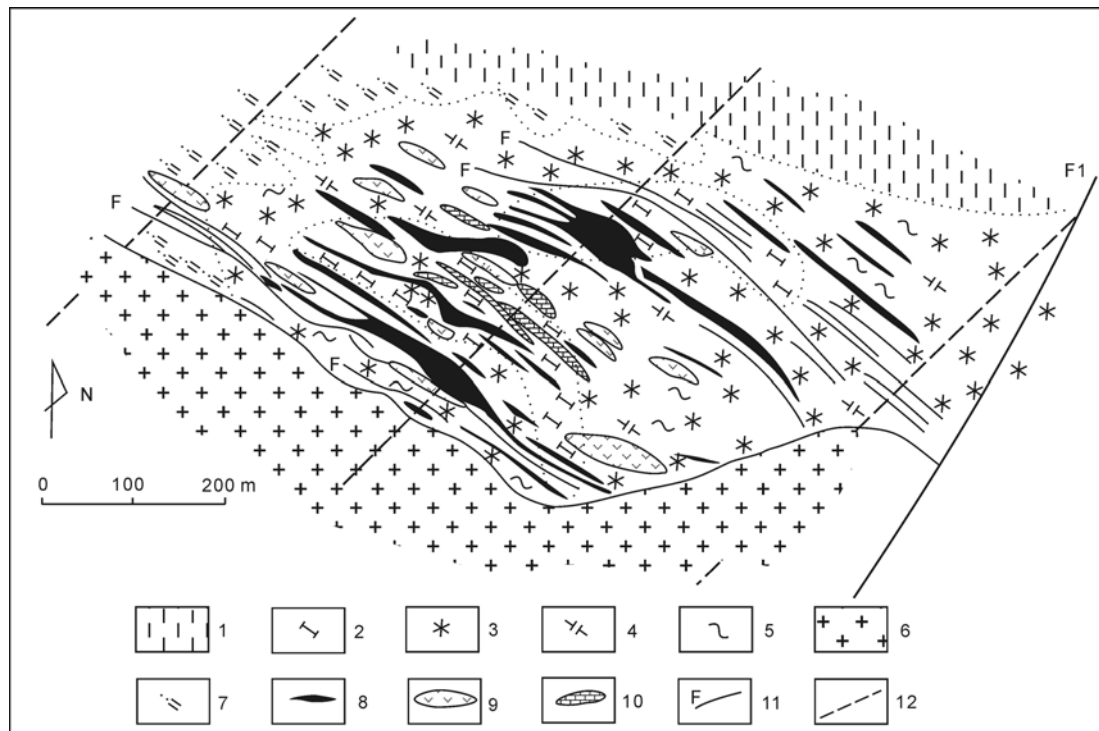


图3 铜峪铜矿床 950 标高矿化蚀变分带^[22]

1, 未蚀变岩石; 2, 透辉石化; 3, 阳起石化; 4, 绿帘石化; 5, 绿泥石化; 6, 花岗闪长岩体; 7, 绢云母化和硅化; 8, 矿体; 9, 英安岩化; 10, 大理岩; 11, 断层; 12, 勘探线及编号

及矿化玄武安山岩的碳酸盐化-绿泥石化; 以及玄武岩、英安岩、流纹岩的碳酸盐-绢云母化^[17,23,24]。

矿石的矿物成分较简单, 金属矿物主要有黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿, 次为闪锌矿、磁铁矿和辉锑矿, 偶见方铅矿、毒砂、辉铜矿、兰辉铜矿、白铁矿、钛铁矿和黝铜矿等, 氧化物包括孔雀石、兰铜矿和褐铁矿等; 脉石矿物主要包括阳起石、透辉石、方解石、绿帘石、石榴石、石英和绿泥石。根据金属矿物成分及其共生组合特点, 可将矿石分为 5 种类型(图 4): ① 黄铁矿-黄铜矿矿石, 是主体矿石类型, 往往连续分布; ② 磁黄铁矿-黄铁矿-黄铜矿矿石; ③ 磁黄铁矿-黄铜矿矿石; ④ 闪锌矿-黄铁矿-黄铜矿矿石; ⑤ 磁铁矿-黄铁矿-黄铜矿矿石。黄铜矿为最主要的工业矿物, 呈 5 种形式产出: ① 在黄铁矿中呈包体; ② 存在于黄铁矿的压力影中; ③ 与黄铁矿共生, 与围岩构成条纹-条带状构造; ④ 呈乳滴状分布于闪锌矿中; ⑤ 呈浸染状或细脉浸染状、团块状产于蚀变火山围岩中(图 4(c))。

矿石的结构主要有他形粒状结构、半自形-自形

粒状结构、交代溶蚀结构、填间结构、压碎结构、和嵌晶状变晶结构等。矿石以浸染状构造为主, 包括星点浸染状、稀疏浸染状、中等浸染状、稠密浸染状构造及细脉浸染状构造, 其次有细脉状及脉状构造、团块状构造、似条纹-条带状构造和网脉状构造, 后四种构造只在部分矿石中出现。

煤沟花岗闪长岩体侵入于矿区背斜南翼, 岩体北部与斜峪关群变质火山岩, 南部与早奥陶世绢云石英片岩和炭质板岩均呈侵入接触(图 2)。煤沟花岗闪长岩岩体平面上呈东西延长的椭圆状, 其产状与矿区褶皱、断层构造产状基本一致。煤沟花岗闪长岩岩石呈灰白色, 块状构造, 岩石发生弱片理化, 次生矿物具有定向-半定向排列的趋势(图 5), 可见细粒稀疏浸染状、细小脉状黄铁矿和黄铜矿等零星分布其中^[22]。花岗闪长岩为半自形粒状结构, 主要矿物组成为斜长石(50%±)、钾长石(15%±)、石英(20%±)、黑云母(6%±)、普通角闪石(5%±)等, 副矿物(1.5%±)以黄铁矿、黄铜矿、锆石和榍石为主, 次生矿物主要为绢云母和方解石等, 其次为高岭石。石英多为他形的粒状,

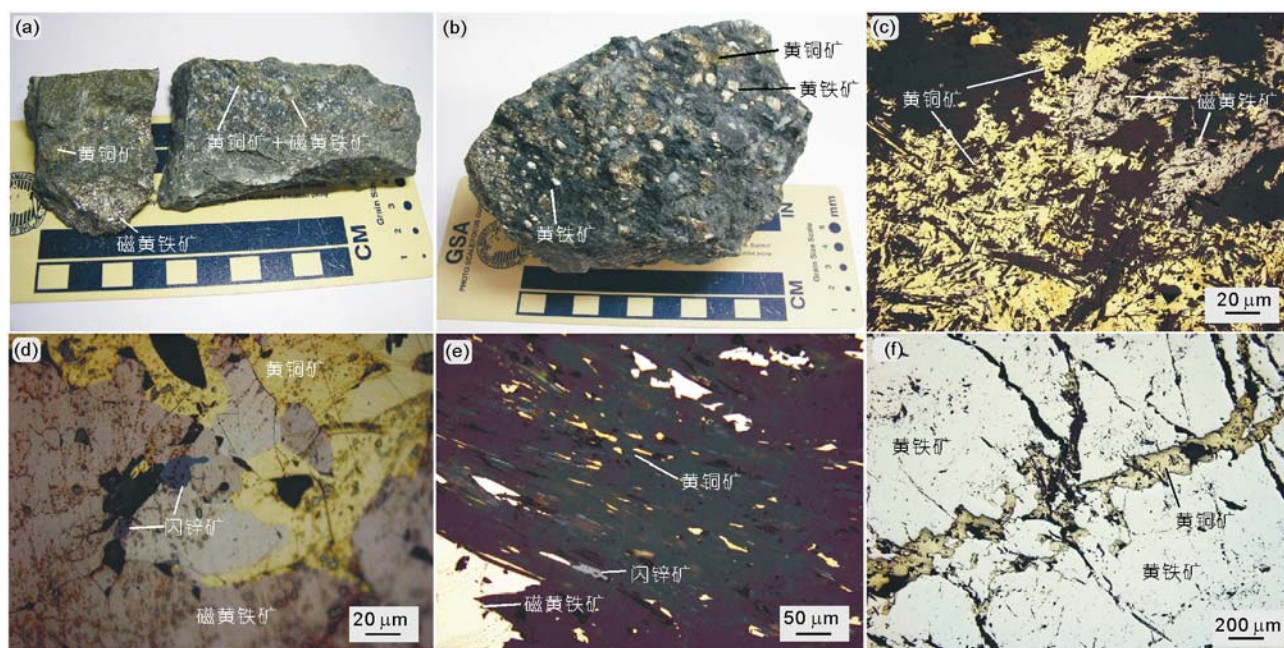


图 4 铜峪铜矿床矿石显微组构及典型矿石特征

(a) 稠密浸染状磁黄铁矿-黄铜矿矿石(手标本); (b) 糜棱岩化矿石中见黄铁矿破裂、被拉长并有定向分布趋势(手标本); (c) 浸染状磁黄铁矿和黄铜矿共生分布于蚀变火山岩中(光片, 单偏光); (d) 磁黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿矿物共生组合(光片, 单偏光); (e) 被拉长并做定向排列的黄铜矿、磁黄铁矿和闪锌矿等硫化物(光片, 单偏光); (f) 黄铁矿压碎裂隙中充填的黄铜矿等硫化物矿脉(光片, 单偏光)

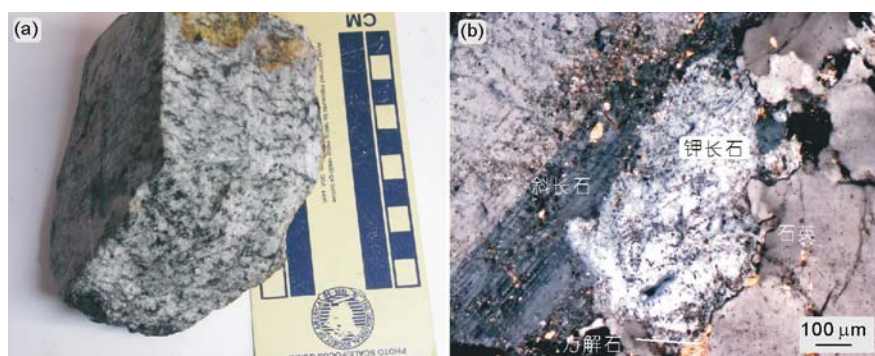


图 5 煤沟花岗闪长岩手标本及显微组构特征

(a) 花岗闪长岩呈灰白色, 块状构造, 岩石发生弱片理化, 暗色矿物具有定向排列的趋势(手标本); (b) 花岗闪长岩具半自形粒状结构, 可见斜长石卡钠复合双晶, 钾长石高岭石化, 及热液成因方解石(薄片, 正交偏光)

因受后期应力作用, 可见波状消光; 钾长石呈半自形粒状, 可见卡斯巴双晶, 多发生高岭石化; 斜长石自形-半自形板状、粒状, 常见聚片双晶和卡钠复合双晶, 绢云母化较强.

2 样品测试分析和数据获取

本文选择新鲜的煤沟花岗闪长岩样品、矿化及未

矿化的两组变火山岩围岩样品和矿石样品进行了主量元素、微量元素和稀土元素分析, 花岗闪长岩和火山岩围岩样品的分析工作在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成. 烧失量 LOI 采用湿法化学法分析, 其他主量元素采用碱熔玻璃片在日本理学 RIX2100X 荧光光谱仪上分析获得, 经 BCR-2 和 GBM07105 标样监控, 分析精度一般优于 2%; 微量和稀土元素含量经酸溶后采用 ICP-MS 测定, 仪器

表 2 区域及赋矿火山岩主量(wt%)、微量及稀土元素($\mu\text{g/g}$)分析结果^{a)}

样品号	TYXC-1	TYKP-1	TYKP-2	TYHT-12	TYHT07-5	TYHT01-1	TYHT01-2	TY-9
分布地区	眉县铜峪矿区							
岩性	绢云石英片岩	流纹岩	玄武岩	矿化玄武安山岩	矿化玄武岩	矿化玄武岩	矿化玄武岩	流纹岩
SiO ₂	67.6	78.9	48.1	56.2	52.5	52.5	48.6	77.3
TiO ₂	0.32	0.24	1.05	0.04	0.01	0.05	0.01	0.09
Al ₂ O ₃	16.4	9.9	14.0	0.98	0.35	1.71	3.64	10.6
TFe ₂ O ₃	0.39	2.42	11.4	8.41	10.2	12.6	15.4	1.72
MnO	0.02	0.13	0.92	1.50	1.23	1.66	2.55	0.16
MgO	0.64	1.40	8.52	18.7	18.4	15.6	12.3	2.68
CaO	1.16	1.54	10.1	12.5	11.5	12.6	13.1	1.21
Na ₂ O	2.23	3.18	2.25	0.22	0.05	0.10	0.15	3.05
K ₂ O	9.56	0.94	0.88	0.02	0.01	0.02	0.03	1.67
P ₂ O ₅	0.11	0.03	0.16	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04
LOI	1.28	1.74	2.17	0.96	2.21	1.44	1.73	0.98
总计	99.7	100	99.5	99.5	96.3	98.3	97.5	99.5
里特曼指数 δ		0.47	1.91	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.65
Na ₂ O+K ₂ O	11.8	4.12	3.13	0.24	0.06	0.12	0.18	4.72
K ₂ O/Na ₂ O	4.29	0.30	0.39	0.09	0.20	0.20	0.20	0.55
Mg [#]		0.53	0.60	0.81	0.78	0.71	0.61	1.18
La	26.9	22.9	9.18	3.28	1.60	3.95	1.41	0.62
Ce	57.0	46.5	20.8	5.78	2.23	7.41	2.60	0.76
Pr	6.97	5.22	2.79	0.67	0.32	0.84	0.32	24.7
Nd	29.6	19.4	13.5	2.92	1.39	3.28	1.33	43.0
Sm	6.92	4.01	3.61	0.68	0.31	0.72	0.32	4.67
Eu	1.88	0.77	1.09	0.11	0.05	0.13	0.08	16.28
Gd	6.84	3.64	4.01	0.71	0.38	0.72	0.45	2.99
Tb	1.18	0.58	0.71	0.11	0.06	0.12	0.08	1.06
Dy	7.55	3.65	4.43	0.67	0.38	0.87	0.52	3.08
Ho	1.69	0.82	1.01	0.15	0.09	0.22	0.12	0.40
Er	4.79	2.44	2.77	0.44	0.25	0.72	0.33	2.71
Tm	0.74	0.40	0.42	0.07	0.04	0.13	0.05	0.62
Yb	4.94	2.78	2.86	0.43	0.22	0.90	0.30	1.81
Lu	0.77	0.44	0.44	0.06	0.03	0.15	0.04	0.31
ΣREE	158	114	68	16	7.4	20.2	7.94	2.16
LREE/HREE	4.54	6.70	3.06	5.09	4.06	4.25	3.22	0.36
δEu	0.83	0.62	0.87	0.47	0.40	0.54	0.61	104
δCe	0.98	1.00	0.96	0.92	0.73	0.95	0.91	8.10
(La/Yb) _N	3.68	5.57	2.17	5.20	4.83	2.97	3.20	1.07
(La/Sm) _N	2.44	3.60	1.60	3.04	3.20	3.44	2.77	0.94
(Gd/Yb) _N	1.12	1.06	1.14	1.36	1.38	0.65	1.22	7.74
Sc	18.6	6.48	28.4	1.70	0.73	2.27	1.17	5.20
V	8.06	23.8	241	14.0	13.4	18.3	17.6	1.16
Cr	45.4	7.31	32.4	6.51	9.12	6.36	2.81	4.28
Co	1.54	5.77	26.0	8.71	14.1	7.96	16.4	13.1
Ni	3.46	4.39	15.7	3.09	5.31	3.98	2.47	1.64
Cu	30.4	19.5	41.2	97.6	3093	553	1158	76.4
Zn	14.9	44.2	125	767	140	182	163	1.30
Ga	15.4	7.01	14.0	1.80	1.03	2.82	6.11	3.05
Rb	103	18.8	19.8	0.67	0.37	0.36	0.40	46.8
Sr	167	186	293	10.8	5.35	16.9	16.7	6.77
Y	47.8	23.2	26.6	5.39	3.74	7.72	4.94	19.5
Zr	174	158	120	8.39	3.09	29.5	6.16	136
Nb	7.37	4.45	2.45	0.30	0.26	1.88	0.33	18.1
Cs	2.60	1.38	3.04	0.06	0.07	0.04	0.05	158
Ba	5454	3569	575	0.94	1.55	1.19	3.05	4.77
Hf	4.79	4.17	2.93	0.22	0.07	0.69	0.15	1.82
Ta	0.54	0.30	0.18	0.03	0.02	0.12	0.03	8730
Pb	20.2	29.2	15.0	11.7	2.80	2.11	2.60	4.10
Th	10.4	6.82	2.25	0.38	0.19	1.74	0.34	0.45
U	2.02	1.21	0.55	0.21	0.36	0.87	0.27	8.50
数据来源	本文							

续表 2

样品号	TY-34	TY-24	TY-51	MG-12	TY-46	MG-11	TY-50
分布地区	眉县铜峪矿区						
岩性	流纹岩	安山岩	安山岩	安山岩(靠近 花岗岩体)	玄武安山岩(靠近 花岗岩体)	玄武安山岩(靠近 花岗岩体)	玄武岩
SiO ₂	78.9	59.2	60.8	58.1	54.2	56.3	49.0
TiO ₂	0.28	1.08	0.65	0.83	0.75	0.79	1.10
Al ₂ O ₃	10.5	11.1	14.0	20.0	16.0	20.1	15.8
TFe ₂ O ₃	1.68	10.9	5.36	5.21	9.94	6.06	11.6
MnO	0.12	0.27	0.43	0.14	0.31	0.16	0.80
MgO	2.43	7.86	6.81	3.29	7.81	4.01	8.30
CaO	1.28	2.96	5.45	3.53	4.02	3.82	6.45
Na ₂ O	3.82	0.71	4.28	6.43	2.51	6.10	3.90
K ₂ O	0.28	0.02	0.23	1.19	0.02	0.99	0.11
P ₂ O ₅	0.04	0.18	0.16	0.20	0.11	0.16	0.13
LOI	1.13	5.36	2.10	1.34	4.49	1.74	3.12
总计	100	99.6	100	100	100	100	100
里特曼指数 δ	0.47	0.03	1.14	3.84	0.57	3.79	2.67
Na ₂ O+K ₂ O	4.10	0.73	4.51	7.62	2.53	7.09	4.01
K ₂ O/Na ₂ O	0.07	0.03	0.05	0.19	0.01	0.16	0.03
Mg [#]	1.18	1.68	0.81	1.09	1.40	1.11	0.86
La	3.33	48.0	9.72	2.40	65.4	3.36	36.2
Ce	0.74	0.59	0.72	0.56	0.61	0.57	0.59
Pr	26.2	8.27	21.1	7.18	6.34	9.63	6.33
Nd	46.8	18.8	42.8	17.7	13.9	24.0	15.2
Sm	5.03	2.69	5.51	2.82	1.91	3.58	2.19
Eu	17.8	12.7	23.1	14.0	8.80	16.8	10.3
Gd	3.26	3.47	5.14	4.16	2.35	4.82	2.95
Tb	0.44	0.92	1.44	1.05	0.65	0.93	0.92
Dy	2.97	3.85	5.10	4.95	2.43	5.53	3.39
Ho	0.44	0.61	0.77	0.88	0.38	0.98	0.55
Er	2.91	4.13	5.14	6.67	2.62	7.23	3.78
Tm	0.65	0.92	1.12	1.60	0.59	1.71	0.85
Yb	1.91	2.51	3.11	4.75	1.66	4.90	2.29
Lu	0.33	0.38	0.50	0.76	0.27	0.78	0.36
ΣREE	2.23	2.48	3.23	5.04	1.80	5.17	2.25
LREE/HREE	0.37	0.39	0.51	0.82	0.30	0.84	0.35
δEu	111	62.1	119	72.3	44.0	86.9	51.7
δCe	8.44	3.07	5.09	1.84	3.37	2.20	2.74
(La/Yb) _N	0.43	0.77	0.86	0.71	0.83	0.55	0.88
(La/Sm) _N	0.95	0.94	0.93	0.92	0.93	0.96	0.95
(Gd/Yb) _N	7.94	2.25	4.43	0.96	2.38	1.26	1.90
Sc	5.07	1.50	2.59	1.09	1.70	1.26	1.35
V	1.08	1.26	1.28	0.80	1.10	0.87	1.23
Cr	4.23	31.3	15.5	21.7	30.1	18.0	35.2
Co	12.8	195	50.6	117	203	118	324
Ni	2.45	10.5	4.02	14.1	34.7	10.7	40.7
Cu	47.1	31.1	28.2	24.2	39.8	22.0	46.3
Zn	1.49	10.9	2.52	5.77	18.1	6.05	20.1
Ga	1.06	4.37	2.33	3.88	2.75	2.92	23.1
Rb	35.0	127	107	62.4	151	69.9	91.9
Sr	5.50	13.1	12.0	13.5	14.7	14.9	16.5
Y	5.80	0.97	6.85	35.1	0.68	30.3	2.22
Zr	153	140	254	484	274	488	174
Nb	19.7	24.0	30.4	44.7	15.0	46.1	22.4
Cs	157	65.4	121	229	49.0	234	61.9
Ba	4.80	1.80	3.99	5.32	1.15	4.66	1.54
Hf	0.91	0.56	0.35	14.7	0.08	12.6	0.64
Ta	247	24.1	400	1963	9.98	1578	116
Pb	4.05	1.84	3.31	5.95	1.43	6.06	1.66
Th	0.40	0.13	0.27	0.42	0.10	0.41	0.12
U	3.95	6.17	5.75	10.3	8.57	10.2	8.17
数据来源	本文						

续表 2

样品号	DZ2547-1	DZ10-2	D03-1	D03-2	D03-3	D03-4	QD04-12	QD04-13	QD04-16	QD04-17
分布地区	眉县斜峪关						眉县铜峪煤沟			
岩性	玄武岩	流纹岩	英安岩	英安岩	英安岩	粗面岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO ₂	48.9	72.3	63.9	65.2	64.9	64.3	46.5	51.7	44.5	50.3
TiO ₂	1.75	0.36	0.80	0.50	0.53	0.55	0.82	0.74	0.41	0.40
Al ₂ O ₃	12.9	11.0	4.63	1.05	1.25	0.76	15.0	14.1	12.0	9.87
TF ₂ O ₃	13.6	4.17	1.39	17.1	17.9	18.4	12.0	11.0	10.6	9.94
MnO	0.21	0.30	0.22	0.02	0.03	0.01	0.67	0.60	0.44	0.42
MgO	6.48	3.23	4.20	0.44	0.89	0.61	7.51	7.68	4.45	4.60
CaO	9.29	3.23	7.06	0.39	0.47	0.33	14.7	10.9	12.4	11.1
Na ₂ O	2.87	3.43	0.26	0.10	0.11	0.12	0.32	0.82	0.43	0.23
K ₂ O	0.41	0.32	0.35	5.99	5.57	9.31	0.04	0.09	1.54	0.98
P ₂ O ₅	0.18	0.07	2.11	7.95	5.77	3.82	0.17	0.15	0.11	0.11
LOI	3.42	0.36	2.57	1.12	2.30	1.55	2.23	2.26	13.05	12.06
总计	100	98.8	99.5	99.8	99.7	99.7	97.8	97.7	86.9	88.0
里特曼指数 δ	1.82	0.48	0.02	1.67	1.47	4.18	0.01	0.01	1.77	0.16
Na ₂ O+K ₂ O	3.28	3.75	0.61	6.09	5.68	9.43	0.21	0.24	1.65	1.09
K ₂ O/Na ₂ O	0.14	0.09	1.35	59.9	50.6	77.6	0.13	0.11	3.58	4.26
Mg [#]	0.49	0.61	0.86	0.05	0.09	0.06	0.55	0.58	0.45	0.48
La	8.38	26.4	20.6	31.7	28.8	42.1	11.0	11.0	11.0	9.96
Ce	18.4	43.3	41.5	62.9	62.7	83.5	23.7	22.7	23.0	20.5
Pr	3.40	4.73	5.41	7.86	8.54	11.1	3.05	2.80	2.73	2.49
Nd	14.9	18.6	22.9	30.3	36.9	44.9	12.5	11.8	11.9	12.0
Sm	4.32	3.99	5.31	6.41	8.72	10.3	3.67	3.47	3.45	2.88
Eu	1.66	0.72	1.56	1.71	2.10	2.34	1.00	1.17	1.31	0.95
Gd	6.26	3.45	5.36	5.47	9.11	11.09	4.28	3.91	3.51	2.98
Tb	1.14	0.64	0.82	0.91	1.59	1.97	0.71	0.66	0.55	0.51
Dy	8.05	4.09	4.84	5.88	10.1	12.6	4.48	4.25	3.56	3.29
Ho	1.73	0.87	1.05	1.31	2.28	2.75	0.93	0.93	0.75	0.70
Er	5.20	2.81	2.88	4.01	6.26	7.37	2.80	2.67	2.28	2.10
Tm	0.76	0.44	0.45	0.65	0.94	1.10	0.45	0.44	0.35	0.33
Yb	4.69	2.66	2.95	4.41	6.28	7.17	2.89	2.85	2.41	2.31
Lu	0.67	0.36	0.46	0.76	1.04	1.13	0.45	0.43	0.38	0.38
ΣREE	79.6	113	116	164	185	240	71.9	69.0	67.1	61.4
LREE/HREE	1.79	6.38	5.17	6.02	3.94	4.30	3.23	3.28	3.87	3.87
δEu	0.98	0.59	0.89	0.88	0.72	0.67	0.77	0.97	1.15	0.99
δCe	0.81	0.91	0.92	0.93	0.94	0.91	0.96	0.96	0.98	0.96
(La/Yb) _N	1.21	6.71	4.72	4.85	3.10	3.97	2.57	2.60	3.08	2.91
(La/Sm) _N	1.22	4.16	2.44	3.11	2.08	2.56	1.88	1.99	2.01	2.18
(Gd/Yb) _N	1.08	1.05	1.47	1.01	1.18	1.25	1.20	1.11	1.18	1.05
Sc	54.0	18.1	23.5	22.2	6.40	15.6	30.5	27.9	12.5	16.0
V										
Cr										
Co		1.52	1.35	1.09	7.07	11.32	28.1	26.8	6.58	7.12
Ni										
Cu										
Zn										
Ga		13.5	17.9	18.5	8.96	21.5	15.5	14.0	16.4	5.44
Rb	13.0	60.5	76.6	106	48.4	5.92	0.68	3.71	38.2	23.9
Sr	114	254	235	162	48.7	581	695	563	271	265
Y	36.4	18.3	29.6	31.5	58.9	65.0	27.5	26.4	22.5	22.3
Zr	103	187	214	212	84.0	112	70.9	63.5	66.3	64.1
Nb	6.00	7.80	8.92	9.46	7.29	8.28	3.90	3.20	2.94	3.85
Cs										
Ba	141	5592	5321	6614	352	32.3	24.1	68.0	471	272
Hf		5.89	6.80	6.65	2.35	3.23	2.04	1.75	1.84	1.88
Ta		0.60	0.68	0.71	0.52	0.60	0.15	0.15	0.17	0.16
Pb		13.7	16.3	14.4	4.21	13.4				
Th	2.00	9.90	11.6	11.5	10.3	15.3	2.28	1.96	2.72	2.71
U		2.04	2.36	2.17	1.74	4.02	0.53	0.53	0.64	0.59
数据来源	文献[18]									

a) $Mg^{\#} = MgO / (MgO + Fe_2O_3)$ (阳离子之比)

表 3 矿石微量及稀土元素分析结果($\mu\text{g/g}$)

样品号	TYHT01	TYHT02	TYHT04	TYHT05	TYHT06	TYHT07	TYHT08
矿石类型	浸染状矿石	块状矿石	浸染状矿石	块状矿石	块状矿石	块状矿石	角砾状矿石
La	4.20	3.30	3.20	1.70	3.90	6.30	10.9
Ce	7.40	4.60	4.20	3.00	7.20	12.4	18.6
Pr	0.92	0.61	0.61	0.41	0.92	1.53	2.55
Nd	3.50	2.30	2.50	1.70	3.70	6.10	11.8
Sm	0.72	0.39	0.51	0.37	0.74	1.24	2.77
Eu	0.16	0.10	0.10	0.07	0.11	0.19	0.40
Gd	0.72	0.35	0.54	0.35	0.68	1.13	2.74
Tb	0.14	0.06	0.09	0.07	0.13	0.23	0.50
Dy	0.81	0.33	0.50	0.39	0.79	1.40	2.45
Ho	0.16	0.06	0.11	0.08	0.15	0.30	0.43
Er	0.51	0.19	0.31	0.23	0.48	0.94	1.09
Tm	0.09	0.04	0.06	0.05	0.09	0.18	0.17
Yb	0.56	0.21	0.33	0.26	0.52	1.150	1.01
Lu	0.08	0.03	0.05	0.04	0.06	0.15	0.12
ΣREE	20.0	12.5	13.1	8.77	19.5	33.2	55.5
LREE/HREE	5.50	8.91	5.59	4.98	5.70	5.07	5.52
δEu	0.68	0.83	0.41	0.59	0.47	0.49	0.44
δCe	0.89	0.76	0.70	0.83	0.89	0.94	0.83
$(\text{La/Yb})_{\text{N}}$	5.03	10.6	6.55	4.54	5.04	3.70	7.26
$(\text{La/Sm})_{\text{N}}$	3.63	5.33	3.93	2.96	3.29	3.19	2.46
$(\text{Gd/Yb})_{\text{N}}$	1.04	1.35	1.33	1.09	1.06	0.80	2.20
Sc	1.80	0.60	0.90	0.90	2.00	4.30	2.20
V	13.9	5.60	5.50	4.90	6.30	15.8	14.6
Cr	27.0	91.0	54.0	80.0	2.00	15.0	129
Co	71.2	379	82.3	167	43.8	10.9	99.6
Ni	7.00	6.20	5.90	4.80	12.1	3.10	4.30
Cu	5043	88351	15504	16930	33640	58100	66.0
Zn	255	1070	176	104	445	575	82.0
Ga	7.80	2.20	1.70	1.30	2.70	6.40	6.90
Rb	9.70	0.80	1.20	3.20	2.60	1.70	2.80
Sr	69.4	24.7	14.5	11.9	10.5	15.3	52.0
Y	6.00	2.40	4.70	3.10	5.30	9.40	12.6
Zr	17.1	10.9	6.70	11.5	21.4	52.8	10.0
Nb	1.50	0.40	0.50	0.40	0.90	2.10	0.50
Cs	0.77	0.16	0.12	0.17	0.20	0.28	0.83
Ba	43.0	10.0	16.0	13.0	2.00	12.0	16.0
Hf	0.51	0.33	0.17	0.28	0.50	1.73	0.28
Ta	0.36	0.04	0.05	0.05	0.07	0.16	0.06
Pb	24.0	52.0	7.00	13.0	10.0	13.0	16.0
Th	1.77	0.80	0.73	1.03	1.23	2.98	0.56
U	0.46	0.51	0.65	0.39	0.23	0.34	0.44

为 Pekin Elmer/SCICX 公司生产的新一代有动态反应池的四极杆的 ICP-MS Elan6100DCR, 该仪器可以在一般模式和 DRC 模式下运行. 测试采用人工进样, 用 Rh 作内标, BHVO-1 为外标. 富含黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿等金属矿物的矿石样品中的微量元素和稀土元素在国土资源部地球物理地球化学研究所采

用 ICP-MS 方法在电感耦合等离子体质谱仪上进行测试, 样品经 GAU10aGSR 和 GAU12GSR4 国际标样监控, Cs, Rb, Ba, Th, U, Ta, Nb, Sr, Hf, Zr, Y, Mo 和 REE 等元素分析误差 $<10\%$. 火山岩围岩的分析结果见表 2, 矿石样品的分析结果见表 3, 花岗闪长岩的分析结果见表 4.

煤沟花岗闪长岩锆石阴极发光(CL)和锆石原位 LA-ICP-MS U-Pb 定年及 Lu-Hf 同位素组成分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成, 分析方法详见 Yuan 等^[25]. 数据处理采用 GLITTER(Ver 4.0)程序, 年龄计算以标准锆石 91500 和 GJ-1 为外标进行同位素比值分馏校正; 元素浓度计算采用 NIST610 作外标, Si 作内标. 锆石谐和图用 ISOPLOT 程序(Ver 3.0)获得^[26]. $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的计算采用 ^{176}Lu 衰变常数为 $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ^[27], 球粒陨石现今的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282772$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0332$ ^[28]; Hf 亏损地幔模式年龄(T_{DM1})的计算采用现今的亏损地幔 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.28325$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0384$, Hf 二阶段模式年龄(T_{DM2})的计算采用上地壳 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0093$, $f_{\text{Lu/Hf}}=-0.72$ ^[29,30].

3 赋矿围岩与矿石元素地球化学特征

赋矿围岩主量元素测试结果表明(表 2), SiO_2 含量变化大(44.5%~78.9%), 发育了从基性岩到酸性岩多种类型岩石, 而以基性-中基性岩为主. 除样品 D04-4($\delta=4.18$), MG-11($\delta=3.84$)和 MG-12($\delta=3.79$)外, 其他样品里特曼指数 δ 为碱性外均小于 3.3, 表明斜峪关群火山岩总体为钙碱性岩石.

由于后期变质、热液蚀变作用在赋矿围岩中普遍存在, 导致部分主量元素发生活动, 而高场强元素(如: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y 等)在这些环境下一般是不活动的^[17,31-34]. 如孙卫东^[34]和徐勇航等^[17]对东秦岭二郎坪群火山岩的研究均表明, 即使经历海水蚀变作用和后期变质作用过程, REE, Zr, Hf 和 Nb 等微量元素也能指示原岩的地质属性. 考虑到铜峪铜矿区斜峪关群火山岩变质程度不高, 主要为绿片岩相, 故可以认为斜峪关群火山岩中的这些元素活动性弱, 基本上能反映原岩的特征, 因此本文重点利用稀土元素及活动性较弱的微量元素来示踪铜峪铜矿床赋矿火山岩的成因和形成构造环境.

铜峪铜矿区火山岩围岩和矿化火山岩样品稀土总量 ΣREE 变化范围较大(表 2), 中-酸性岩含量相对较高($\Sigma\text{REE}=44.0\sim 185 \text{ }\mu\text{g/g}$), 基性岩较低($\Sigma\text{REE}=51.7\sim 79.6 \text{ }\mu\text{g/g}$), 3 件矿化玄武岩和 1 件矿化的玄武安山岩含量最低($\Sigma\text{REE}=7.36\sim 20.2 \text{ }\mu\text{g/g}$). 绢云石英片岩 ΣREE 含量较高, 为 $158 \text{ }\mu\text{g/g}$. 斜峪关群火山岩所有样品球粒陨石标准化稀土配分曲线呈右倾型, 轻稀

土(LREE)轻度富集(图 6). 基性熔岩轻重稀土分异很弱($\text{LREE}/\text{HREE}=1.79\sim 3.87$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=1.21\sim 3.08$)中酸性岩稍强: 安山岩(包括玄武安山岩) ($\text{LREE}/\text{HREE}=1.84\sim 5.09$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=0.96\sim 4.43$); 英安岩 ($\text{LREE}/\text{HREE}=3.94\sim 6.02$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=3.10\sim 4.85$); 流纹岩 ($\text{LREE}/\text{HREE}=6.38\sim 8.44$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=5.57\sim 7.94$). 轻重稀土分异具有由玄武岩→安山岩→英安岩→流纹岩逐渐增强的特征. 绢云石英片岩样品($\text{LREE}/\text{HREE}=4.54$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=3.68$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=2.44$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=1.12$, $\delta\text{Eu}=0.83$), 稀土配分模式与火山岩相似. 从玄武岩($\delta\text{Eu}=0.77\sim 1.15$, 平均值 0.94)→安山岩($\delta\text{Eu}=0.55\sim 0.86$, 平均值 0.74)→英安岩($\delta\text{Eu}=0.72\sim 0.89$, 平均值 0.83)→流纹岩($\delta\text{Eu}=0.43\sim 1.07$, 平均值 0.68)Eu 负异常逐渐增强. 上述稀土元素变化特征表明, 斜峪关群火山岩由玄武岩→安山岩→英安岩→流纹岩递进演化过程中, 稀土元素分异逐渐增强, 轻稀土富集, 斜长石逐渐结晶分离, 使 Eu 负异常随之增强. 矿化玄武质安山岩和矿化玄武岩的轻重稀土分异较弱($\text{LREE}/\text{HREE}=3.22\sim 5.09$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=2.97\sim 5.20$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=2.77\sim 3.44$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=0.65\sim 1.38$), 与区域火山岩特征一致, Eu 负异常明显($\delta\text{Eu}=0.40\sim 0.61$), 低于区域火山岩样品. 在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上(图 6), 火山岩围岩样品相对亏损 Nb, Ta, Sr 和 Ti. 在玄武岩地球化学构造判别图如 Th/Nb-Ce/Nb, Hf/3-Th-Nb/16, La-La/Nb 和 Ta/Yb-Th/Yb 图解上(图 7), 基性火山岩样品均投入岛弧玄武岩区, 表明斜峪关群基性火山岩形成于岛弧环境.

7 件矿石样品(金属矿物含量>80%)的稀土总量 ΣREE 变化在 $8.77\sim 55.5 \text{ }\mu\text{g/g}$ 之间, 平均值为 $23.2 \text{ }\mu\text{g/g}$, 与 4 件矿化火山岩样品的稀土总量相当. 矿石样品轻重稀土分异较明显($\text{LREE}/\text{HREE}=5.50\sim 8.91$, 平均值为 5.89, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=3.70\sim 10.6$, 平均值为 6.10)分异程度高于矿区火山岩样品. 矿石样品球粒陨石标准化的稀土配分曲线呈右倾型(图 6), 轻稀土轻度分异($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=2.46\sim 5.33$, 平均值为 3.54), 重稀土分异很弱($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=0.80\sim 2.20$, 平均值为 1.27), 具弱 Ce 负异常($\delta\text{Ce}=0.70\sim 0.94$, 平均值为 0.83)和明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.41\sim 0.83$). 在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上(图 6), 矿石样品表现为富集大离子亲石元素(LILE, 如 Cs, Th, U, La, Ce, Sm, Nd), 相对亏损 Rb, Sr, Ba 和高场强元素(HFSE, 如 Nb, Ta, Zr, Hf).

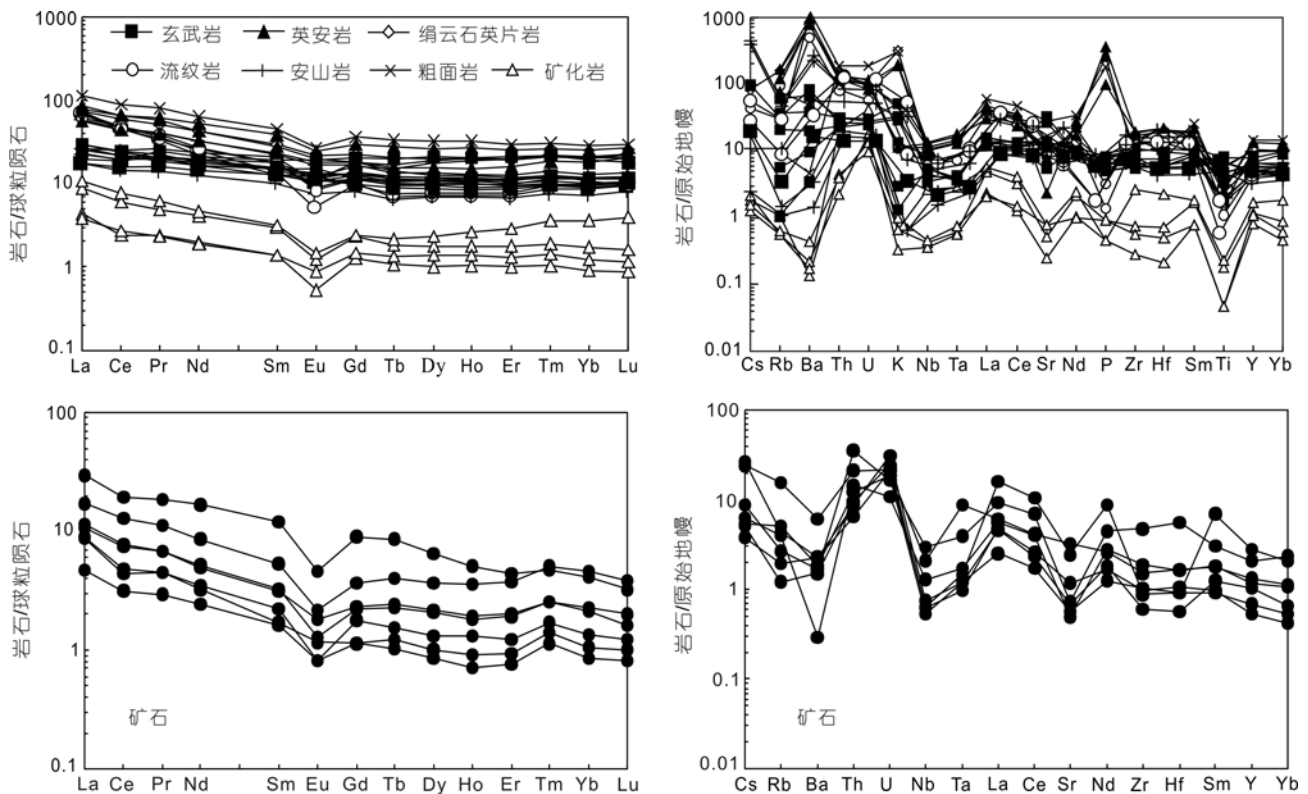


图6 斜峪关群火山岩、矿化围岩及矿石球粒陨石标准化稀土配分模式图和原始地幔标准化微量元素蛛网图

球粒陨石值据文献[35]; 原始地幔值据文献[36]

4 矿区花岗岩岩石地球化学特征

4.1 元素地球化学

煤沟花岗闪长岩体的主量和微量元素分析结果表明(表4): 花岗闪长岩的 SiO_2 含量在 59.7%~70.3% 之间, 平均为 66.4%; TiO_2 含量较低, 在 0.27%~0.66% 之间, 平均为 0.44%; 富 Al_2O_3 (Al_2O_3 含量在 14.4%~16.3% 之间, 平均为 15.7%), 铝指数 $\text{ACNK}=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O})$ 摩尔比在 0.92~1.19 之间, 平均值为 1.00, 属于偏铝质-过铝质系列岩类(图 8); Na_2O 含量在 3.58%~4.92% 之间, 平均为 4.55%, K_2O 含量在 0.82%~2.17% 之间, 平均为 1.48%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 在 0.17~0.56 之间, 平均为 0.33; 碱含量偏高, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 介于 5.57%~6.69% (平均为 6.03%) 之间; MgO 含量在 1.03%~3.68% (平均为 1.94%) 之间, 镁指数 $\text{Mg}^\#$ 高($\text{Mg}^\#$ 变化范围在 0.46~0.54 之间, 平均为 0.51)。煤沟岩体岩石 δ 值在 1.25~1.88 (平均为 1.58) 之间, 在 SiO_2 - K_2O 图(图 8)中, 样品投入钙碱性系列花岗岩及

其附近范围内, 说明岩石属于钙碱性系列花岗岩类。煤沟岩体岩石主量元素地球化学特征与洋壳俯冲熔融形成的埃达克岩 ($\text{SiO}_2 \geq 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, $\text{MgO} < 3\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$) 一致^[39-41]。

煤沟花岗闪长岩体以富集轻稀土, 低 Y, Yb 和 Ti, 以及高 Sr 为特征。所有样品的 Sr 含量均大于 440 $\mu\text{g/g}$ (444~974 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 870 $\mu\text{g/g}$), Y 含量小于 13 $\mu\text{g/g}$ (7.33~12.9 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 8.93 $\mu\text{g/g}$), Yb 含量均小于 1.4 $\mu\text{g/g}$, $\text{Sr}/\text{Y}=54.1\sim 126$ (平均值为 100 $\mu\text{g/g}$)。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上(图 9), 煤沟岩体的 LILE (如 Cs, Th, U, K 和 Sr 等) 明显富集, 而 HFSE (如 Nb, Ta, Ti, P 和 Zr) 为显著的亏损, Hf 相对富集, 显示了与俯冲作用有关的岛弧花岗岩的地球化学特征^[40,42]。岩石的稀土含量中等偏低, $\Sigma\text{REE}=67.0\sim 111$ $\mu\text{g/g}$ (平均为 87.1 $\mu\text{g/g}$), 轻重稀土强烈分异, $(\text{La}/\text{Yb})_N=7.22\sim 28.0$ (平均为 15.9), $(\text{La}/\text{Sm})_N=2.15\sim 6.28$ (平均为 4.17), $\text{LREE}/\text{HREE}=9.10\sim 20.0$ (平均为 13.6); 稀土配分模式图上显示为轻稀土(LREE)显

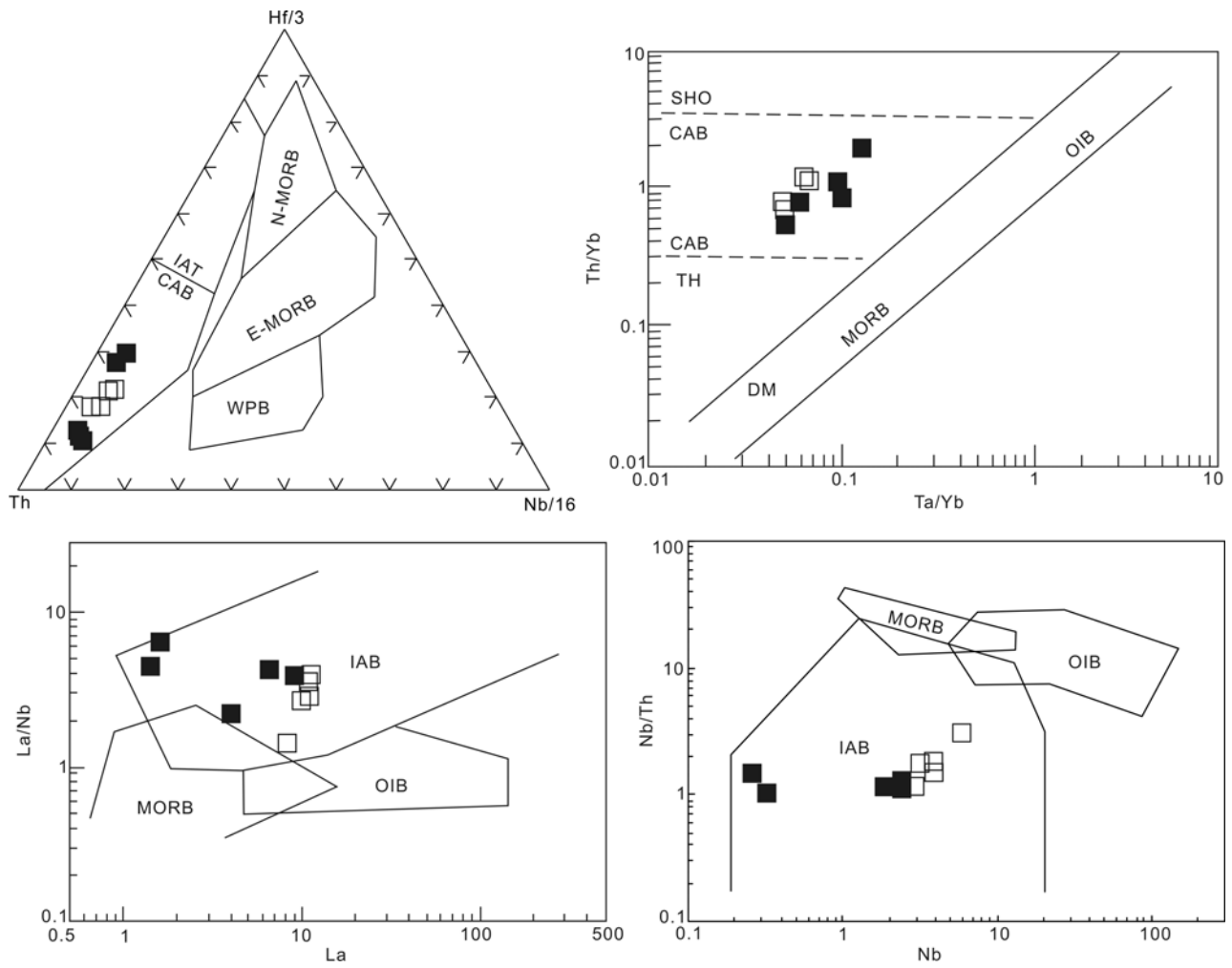


图 7 斜峪关群玄武岩 $Hf/3-Th-Nb/16$ ^[37], $Th/Yb-Ta/Yb$ ^[38], $La-La/Nb$ 和 $Nb-Nb/Th$ 图解^[33]

CAB, 岛弧钙碱性玄武岩; IAT, 岛弧拉斑玄武岩; MORB, 洋中脊玄武岩; N-MORB, 正常洋中脊玄武岩; E-MORB, 富集地幔洋中脊玄武岩; WPB, 板内玄武岩; SHO, 钾玄岩; TH, 拉斑玄武岩; OIB, 洋岛玄武岩; DM, 亏损地幔; IAB, 岛弧玄武岩; ■, 本文数据; □, 文献[18]数据

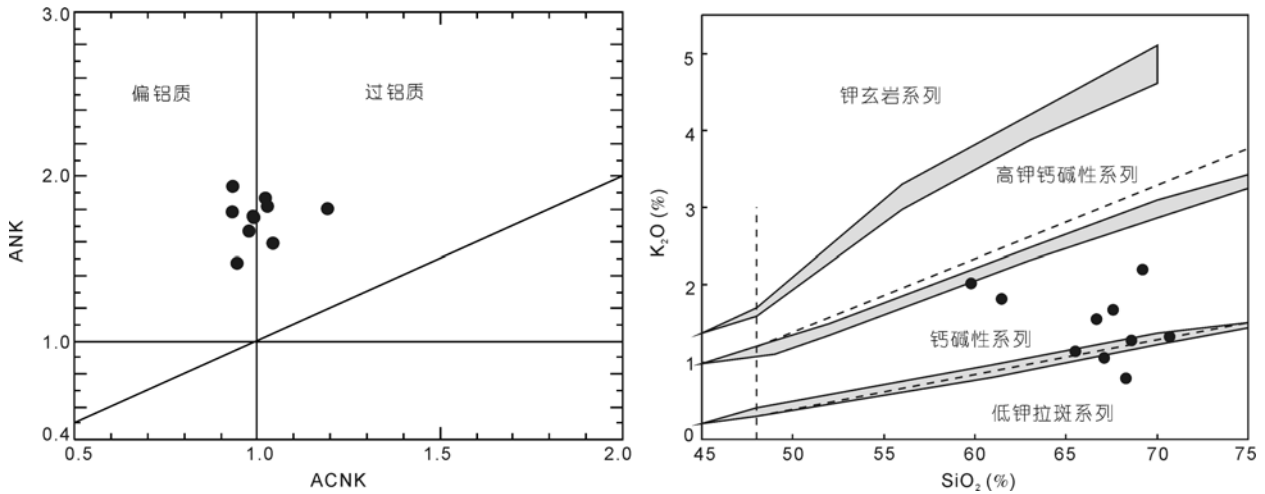


图 8 煤沟花岗闪长岩体的 $ACNK-ANK$ 图解及 SiO_2-K_2O 图解

表 4 煤沟花岗闪长岩主量(wt%)、微量及稀土元素($\mu\text{g/g}$)分析结果

样品号	TB01	TB02	TB04	TB05	TB06	TB07	TB08	TB09	TB10	TB11
SiO ₂	59.7	68.9	65.3	61.3	70.3	68.6	68.3	66.7	67.1	67.6
TiO ₂	0.65	0.35	0.50	0.66	0.27	0.40	0.38	0.38	0.44	0.38
Al ₂ O ₃	15.4	14.4	16.4	15.4	15.2	16.1	16.0	16.3	16.1	15.7
TF ₂ O ₃	6.28	2.20	3.29	5.78	2.47	3.16	2.94	2.98	3.35	3.13
MnO	0.11	0.06	0.06	0.09	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	3.68	1.03	1.73	3.19	1.08	1.68	1.66	1.68	1.93	1.74
CaO	4.90	3.02	3.80	4.42	2.79	2.53	3.74	3.92	3.91	3.60
Na ₂ O	3.58	4.52	5.21	4.08	4.92	4.56	4.81	4.60	4.54	4.68
K ₂ O	1.99	2.17	1.13	1.79	1.31	1.27	0.82	1.58	1.07	1.69
P ₂ O ₅	0.24	0.10	0.20	0.27	0.10	0.12	0.12	0.13	0.14	0.13
LOI	2.41	2.96	2.14	2.48	1.38	1.67	1.52	1.78	1.70	1.39
总计	99.2	99.7	99.7	99.5	99.9	100	100	100	100	100
里特曼指数 δ	1.86	1.73	1.80	1.88	1.42	1.33	1.25	1.61	1.30	1.65
Na ₂ O+K ₂ O	5.57	6.69	6.34	5.87	6.23	5.83	5.63	6.18	5.61	6.37
K ₂ O/Na ₂ O	0.56	0.48	0.22	0.44	0.27	0.28	0.17	0.34	0.24	0.36
ACNK	0.92	0.94	0.98	0.92	1.04	1.19	1.03	0.99	1.02	0.98
ANK	1.78	0.60	1.59	1.79	1.09	1.42	1.99	1.09	1.75	1.07
Mg [#]	0.54	0.48	0.51	0.52	0.46	0.51	0.53	0.53	0.53	0.52
La	14.2	24.9	17.0	18.2	16.4	15.2	14.3	19.9	28.0	21.2
Ce	35.8	48.7	35.2	41.3	32.1	27.4	28.4	36.9	49.8	38.3
Pr	4.71	5.06	4.11	5.02	3.36	3.42	3.50	4.38	5.42	4.32
Nd	20.0	17.4	16.0	21.1	13.2	13.2	13.8	16.4	18.9	15.7
Sm	4.15	2.94	3.10	4.11	2.45	2.33	2.52	2.80	2.81	2.51
Eu	0.94	0.68	0.92	1.07	0.67	0.69	0.71	0.76	0.69	0.73
Gd	2.90	2.10	2.24	2.91	1.92	1.74	1.85	2.06	2.06	1.87
Tb	0.39	0.27	0.29	0.37	0.26	0.20	0.22	0.23	0.22	0.20
Dy	2.11	1.46	1.56	2.00	1.51	1.13	1.24	1.33	1.22	1.14
Ho	0.43	0.29	0.32	0.39	0.31	0.23	0.25	0.26	0.24	0.23
Er	1.20	0.79	0.88	1.09	0.85	0.62	0.66	0.69	0.65	0.63
Tm	0.19	0.12	0.13	0.17	0.13	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10
Yb	1.33	0.83	0.93	1.16	0.85	0.67	0.71	0.74	0.68	0.71
Lu	0.22	0.13	0.15	0.19	0.13	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12
ΣREE	88.5	105	82.8	99.0	74.1	67.0	68.4	86.8	111	87.8
LREE	79.8	99.8	76.3	90.8	68.1	62.2	63.2	81.3	106	82.8
HREE	8.77	5.99	6.51	8.29	5.97	4.80	5.16	5.55	5.27	5.00
LREE/HREE	9.10	16.7	11.7	10.9	11.4	13.0	12.3	14.7	20.0	16.6
(La/Yb) _N	7.22	20.3	12.3	10.6	13.0	15.4	13.6	18.1	28.0	20.3
(La/Sm) _N	2.15	5.34	3.45	2.79	4.20	4.10	3.57	4.49	6.28	5.31
(Gd/Yb) _N	1.77	2.05	1.94	2.03	1.82	2.11	2.11	2.25	2.46	2.15
δCe	1.03	1.02	0.99	1.01	1.02	0.89	0.94	0.93	0.95	0.94
δEu	0.60	0.84	1.06	0.94	0.94	1.05	1.01	0.97	0.88	1.03
Sc	14.3	6.29	7.15	12.3	3.65	6.28	6.41	6.06	6.85	6.96
V	124	49.3	76.7	129	41.9	51.4	51.8	53.4	60.6	59.6
Cr	103	99.0	86.7	85.7	103	26.6	26.6	27.7	33.1	27.3
Co	15.1	4.83	8.06	16.2	6.33	89.2	114	92.7	114	105
Ni	38.2	13.7	16.0	31.6	11.9	13.5	18.4	17.1	21.7	18.8
Cu	228	107	56.6	51.3	66.3	19.9	9.92	8.93	20.9	18.0
Zn	77.1	35.4	37.5	70.1	28.0	45.5	45.6	47.0	56.2	50.4
Ga	22.1	17.8	20.1	20.8	16.8	19.8	19.0	19.8	20.4	19.1
Ge	1.60	1.56	1.30	1.42	1.14	1.05	0.99	1.03	1.05	1.01
Rb	119	70.1	46.0	106	46.6	42.7	29.4	50.2	39.8	53.6
Sr	974	444	957	915	851	834	936	938	940	909
Y	12.9	8.21	9.59	11.7	9.06	7.33	7.45	7.77	7.85	7.53
Zr	83.0	85.7	74.5	50.5	83.7	87.9	94.1	80.5	84.3	80.6
Nb	3.35	2.76	2.57	3.28	2.42	2.16	2.07	2.37	2.34	2.16
Cs	22.3	3.69	6.76	19.7	4.77	2.76	2.73	2.68	3.79	3.53
Ba	686	1017	592	607	803	627	419	660	430	984
Hf	2.64	2.89	2.45	1.83	2.54	2.81	2.75	2.45	2.45	2.40
Ta	0.30	0.27	0.25	0.30	0.24	0.31	0.35	0.33	0.33	0.32
Pb	10.3	30.6	13.5	10.7	11.2	16.5	16.1	16.1	18.6	16.9
Th	8.35	20.9	14.4	11.2	10.2	10.7	5.83	9.04	10.2	10.0
U	2.10	2.42	2.47	2.28	1.42	2.71	1.93	2.31	1.28	2.22

著富集的右倾型, 重稀土(HREE)较为平坦(图 9), $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=1.77\sim 2.46$ (平均为 2.07), 无 Ce 异常($\delta\text{Ce}=0.89\sim 1.03$). 样品 TB01 为较明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.60$), 可能与该样品发生相对较强的碳酸盐化和绢云母化热液蚀变有关, 其他样品 Eu 异常不明显($\delta\text{Eu}=0.84\sim 1.06$, 平均值为 0.97). 煤沟岩体微量元素地球化学特征显示其具有经典的埃达克岩的地球化学属性(贫 Y 和 Yb, $\text{Y}<18\text{ }\mu\text{g/g}$, $\text{Yb}\leq 1.9\text{ }\mu\text{g/g}$, $\text{Sr}>400\text{ }\mu\text{g/g}$, LREE 富集, 无 Eu 异常或有轻微的负 Eu 异常)^[39-41,43], 在 Rb-Y+Nb 和 Y-Nb 构造判别图解中(图 10), 所有样品落入岛弧花岗岩区域, 在 Yb_N -(La/Yb)_N 和 Y-Sr/Y 图解上(图 11), 样品均落入埃达克

岩范围内. 上述微量及稀土元素地球化学特征显示煤沟花岗闪长岩具有岛弧花岗岩的地球化学属性.

4.2 锆石 LA-ICP-MS 定年及 Hf 同位素组成

煤沟花岗闪长岩中锆石的 CL 图像如图 12 所示, 由锆石的 CL 图像可见, 多数锆石颗粒为自形晶, 长柱状和短柱状, 晶形大多完好, 少数锆石的晶棱及锥顶被熔蚀, 粒径从 100 到 200 μm 不等, 多数发育岩浆锆石所特有的韵律环带. 本研究采用原位激光剥蚀对锆石进行了 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析, 煤沟花岗闪长岩共完成 20 颗锆石 20 个点的测试. 分析结果见表 5. 由表可见, 煤沟花岗闪长岩锆石的 U 和 Th 含量分别

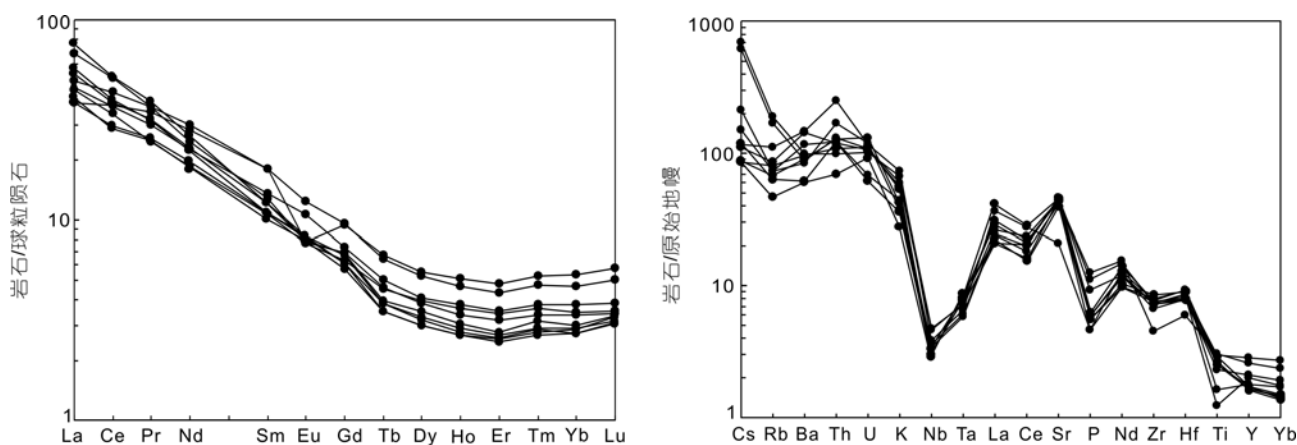


图 9 煤沟花岗闪长岩体的球粒陨石标准化稀土配分模式图和原始地幔标准化微量元素蛛网图

球粒陨石值据文献[35]; 原始地幔值据文献[36]

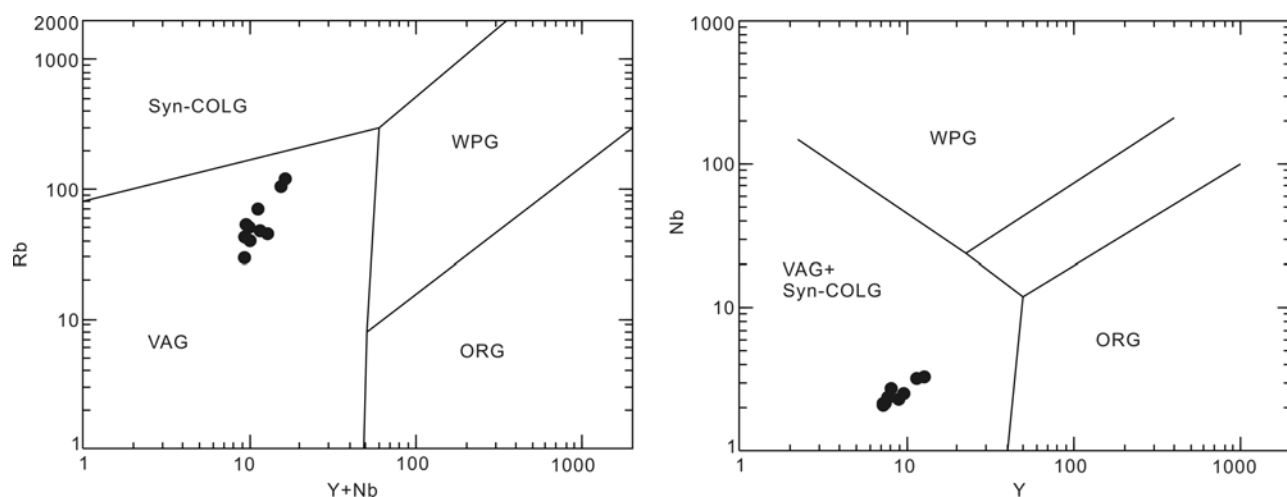


图 10 煤沟花岗闪长岩体的微量元素构造环境判别图^[44]

VAG, 火山弧花岗岩; ORG, 洋中脊花岗岩; WPG, 板内花岗岩; Syn-COLG, 同碰撞花岗岩

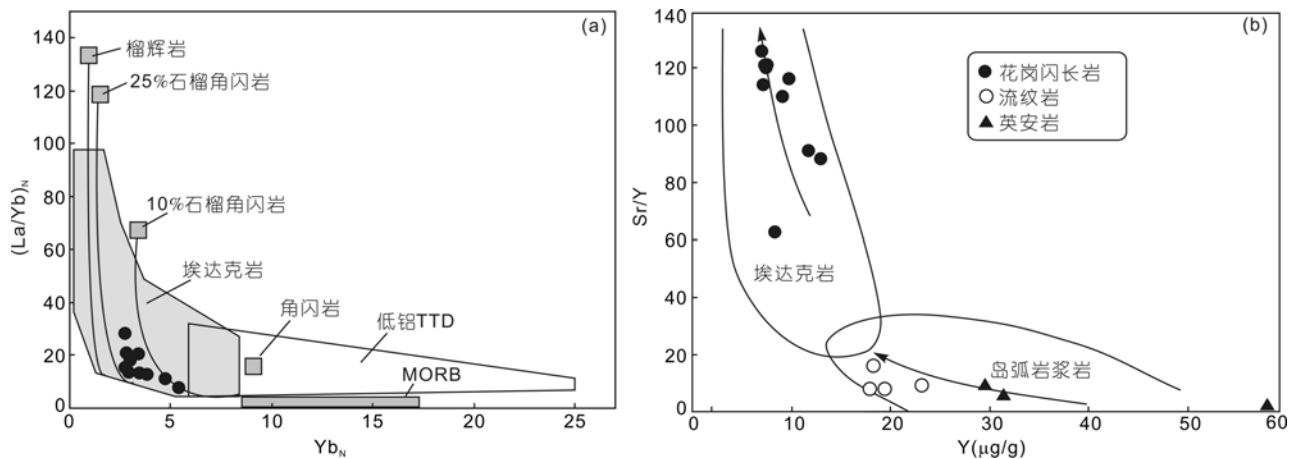
图 11 $(La/Yb)_N$ - Yb_N 图解及 Sr/Y - Y 图解^[39]

表 5 煤沟岩体锆石 U-Pb 同位素测试结果

样品点号	含量(μg/g)			Th/U	同位素比值($\pm 1\sigma$)			年龄($\pm 1\sigma$)(Ma)		
	Pb*	Th ²³²	U ²³⁸		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
TB05-2	7.26	56.5	77.1	0.73	0.06315 $\pm$ 0.00661	0.57594 $\pm$ 0.05870	0.06615 $\pm$ 0.00171	713 $\pm$ 175	462 $\pm$ 38	413 $\pm$ 10
TB05-3	12.0	112	134	0.84	0.05656 $\pm$ 0.00466	0.53353 $\pm$ 0.04267	0.06842 $\pm$ 0.00140	474 $\pm$ 142	434 $\pm$ 28	427 $\pm$ 8
TB05-4	25.5	306	255	1.20	0.05583 $\pm$ 0.00260	0.55115 $\pm$ 0.02470	0.07160 $\pm$ 0.00089	446 $\pm$ 78	446 $\pm$ 16	446 $\pm$ 5
TB05-5	8.78	62.3	102	0.61	0.05590 $\pm$ 0.00656	0.54940 $\pm$ 0.06289	0.07128 $\pm$ 0.00202	448 $\pm$ 205	445 $\pm$ 41	444 $\pm$ 12
TB05-6	61.7	539	671	0.80	0.05656 $\pm$ 0.00118	0.55222 $\pm$ 0.01045	0.07082 $\pm$ 0.00052	474 $\pm$ 29	446 $\pm$ 7	441 $\pm$ 3
TB05-7	85.2	727	902	0.81	0.05622 $\pm$ 0.00109	0.54895 $\pm$ 0.00955	0.07082 $\pm$ 0.00050	461 $\pm$ 26	444 $\pm$ 6	441 $\pm$ 3
TB05-8	8.29	62.2	89.1	0.70	0.05679 $\pm$ 0.00564	0.55621 $\pm$ 0.05400	0.07103 $\pm$ 0.00161	483 $\pm$ 176	449 $\pm$ 35	442 $\pm$ 10
TB05-9	125	1479	1271	1.16	0.05360 $\pm$ 0.00105	0.52308 $\pm$ 0.00926	0.07076 $\pm$ 0.00050	354 $\pm$ 27	427 $\pm$ 6	441 $\pm$ 3
TB05-13	26.9	156	315	0.50	0.05820 $\pm$ 0.00194	0.56960 $\pm$ 0.01801	0.07089 $\pm$ 0.00069	537 $\pm$ 52	458 $\pm$ 12	442 $\pm$ 4
TB05-14	25.7	163	301	0.54	0.05610 $\pm$ 0.00482	0.55361 $\pm$ 0.04667	0.07152 $\pm$ 0.00125	456 $\pm$ 158	447 $\pm$ 31	445 $\pm$ 8
TB05-15	42.2	323	457	0.71	0.05718 $\pm$ 0.00156	0.56168 $\pm$ 0.01438	0.07113 $\pm$ 0.00060	498 $\pm$ 41	453 $\pm$ 9	443 $\pm$ 4
TB05-18	52.9	156	674	0.23	0.05562 $\pm$ 0.00155	0.53762 $\pm$ 0.01405	0.07005 $\pm$ 0.00058	437 $\pm$ 43	437 $\pm$ 9	436 $\pm$ 3
TB05-19	96.4	1058	996	1.06	0.05558 $\pm$ 0.00173	0.53982 $\pm$ 0.01588	0.07037 $\pm$ 0.00064	436 $\pm$ 49	438 $\pm$ 10	438 $\pm$ 4
TB05-20	9.46	71.3	101	0.70	0.05590 $\pm$ 0.00417	0.54624 $\pm$ 0.03975	0.07065 $\pm$ 0.00124	448 $\pm$ 131	443 $\pm$ 26	440 $\pm$ 7
TB05-21	71.8	759	784	0.97	0.05672 $\pm$ 0.00163	0.55737 $\pm$ 0.01511	0.07097 $\pm$ 0.00060	481 $\pm$ 44	450 $\pm$ 10	442 $\pm$ 4
TB05-22	8.08	58.0	97.8	0.59	0.05589 $\pm$ 0.00875	0.54726 $\pm$ 0.08360	0.07069 $\pm$ 0.00270	448 $\pm$ 273	443 $\pm$ 55	440 $\pm$ 16
TB05-23	10.4	83.3	128	0.65	0.05713 $\pm$ 0.00609	0.56183 $\pm$ 0.05835	0.07098 $\pm$ 0.00189	497 $\pm$ 184	453 $\pm$ 38	442 $\pm$ 11
TB05-24	12.9	87.1	147	0.59	0.06002 $\pm$ 0.00478	0.54368 $\pm$ 0.04204	0.06561 $\pm$ 0.00132	604 $\pm$ 133	441 $\pm$ 28	410 $\pm$ 8
TB05-25	8.19	62.9	97.5	0.65	0.05599 $\pm$ 0.00666	0.52589 $\pm$ 0.06143	0.06803 $\pm$ 0.00170	452 $\pm$ 217	429 $\pm$ 41	424 $\pm$ 10
TB05-26	11.4	119	131	0.91	0.05539 $\pm$ 0.00645	0.52090 $\pm$ 0.05931	0.06812 $\pm$ 0.00185	428 $\pm$ 207	426 $\pm$ 40	425 $\pm$ 11

为 77.1~1271 μg/g(平均值为 386 μg/g)和 56.5~1479 μg/g(平均值为 322 μg/g), Th/U 值在 0.23~1.20 之间(平均值为 0.75); 锆石的稀土元素含量变化特征与岩浆成因锆石相似, 其球粒陨石标准化配分模式也与岩浆成因锆石接近(数据与图略), 表明应属岩浆型锆石^[45]. 鉴于普通铅的校正, 对于大于 1Ga 年龄的锆石用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄合适, 对于年轻的锆石用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄合适^[46]; 本文利用 ISOPLOT (V3.0)程序对样品锆石进行了谐和曲线的投影和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年

龄的计算^[26]. 在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上(图 12), 煤沟花岗闪长岩的 20 个数据分析点位于 U-Pb 谐和线或其附近的一个很小的区域内, 所得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 (439.3 ± 3.0) Ma(MSWD=1.8).

20 粒锆石 Lu-Hf 同位素分析结果见表 6. 本研究绝大部分锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值在 0.0004~0.0025 之间, 其值平均为 0.0013, 表明锆石在形成后具有极少量的放射成因 Hf 积累, 所测定的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值基本代表了其形成时体系的 Hf 同位素组成^[47]. 20 个分

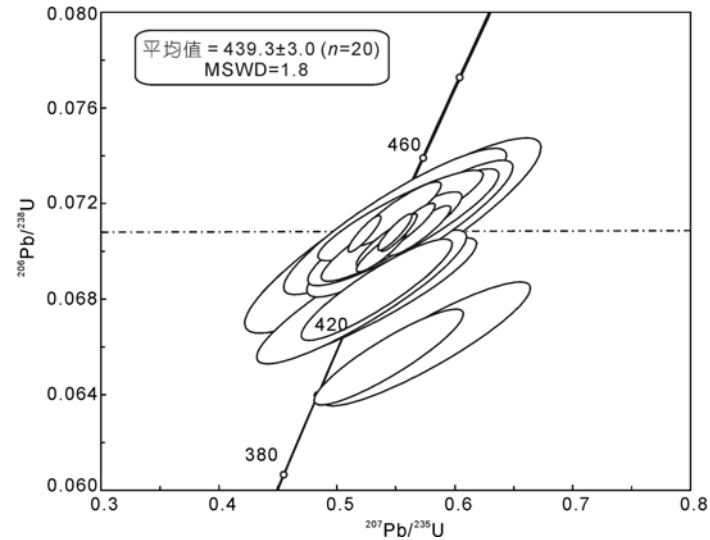
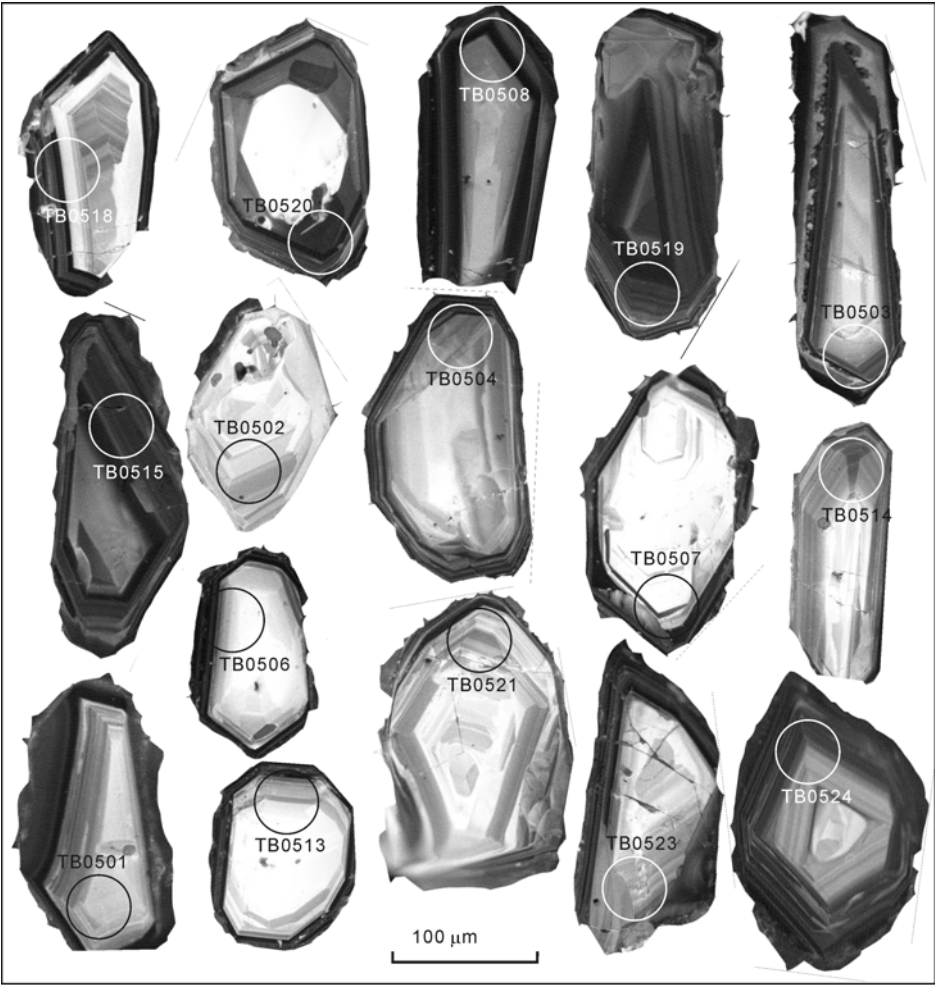


图 12 煤沟花岗闪长岩体锆石 CL 图像及 U-Pb 年龄谱和图

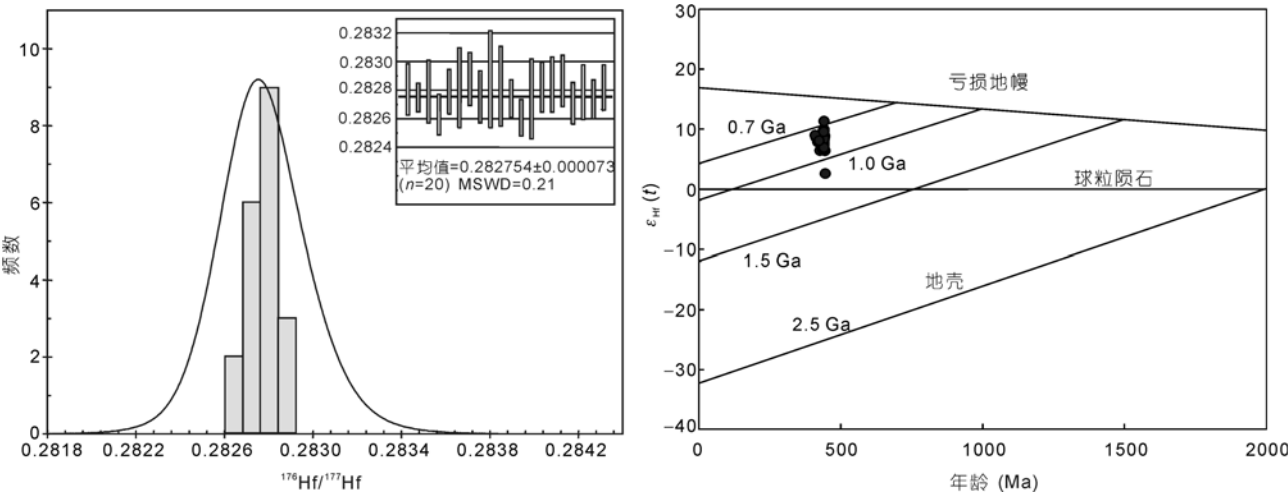


图 13 煤沟花岗闪长岩体锆石 Hf 同位素组成及 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -t 图解

表 6 煤沟岩体锆石 Lu-Hf 同位素测试结果

样品点号	年龄(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	T_{DM1}	T_{DM2}	$f_{\text{Lu/Hf}}$
TB0501	419	0.009825	0.000446	0.282736	0.000027	-1.28	7.83	1.42	721	812	-0.99
TB0502	442	0.022313	0.000900	0.282765	0.000020	-0.26	8.59	1.27	689	768	-0.97
TB0503	441	0.021922	0.000877	0.282693	0.000025	-2.78	6.37	1.37	789	893	-0.97
TB0504	441	0.013011	0.000611	0.282572	0.000020	-7.07	2.57	1.25	952	1103	-0.98
TB0505	442	0.009643	0.000426	0.282748	0.000019	-0.85	8.80	1.26	704	782	-0.99
TB0506	441	0.038872	0.001638	0.282783	0.000033	0.40	9.63	1.56	676	737	-0.95
TB0507	441	0.046368	0.002116	0.282795	0.000022	0.81	9.91	1.29	668	723	-0.94
TB0508	442	0.015541	0.000638	0.282722	0.000021	-1.76	7.79	1.29	744	833	-0.98
TB0509	441	0.043826	0.001965	0.282771	0.000031	-0.02	9.12	1.52	699	764	-0.94
TB0513	442	0.028008	0.001324	0.282717	0.000020	-1.95	7.40	1.25	765	853	-0.96
TB0514	443	0.028378	0.001281	0.282685	0.000018	-3.06	6.36	1.23	808	908	-0.96
TB0515	443	0.085449	0.003776	0.282763	0.000017	-0.32	8.33	1.19	748	806	-0.89
TB0518	441	0.045363	0.002101	0.282704	0.000030	-2.40	6.59	1.47	800	889	-0.94
TB0519	441	0.060604	0.002537	0.282795	0.000019	0.81	9.73	1.22	675	730	-0.92
TB0520	440	0.016117	0.000641	0.282772	0.000022	0.00	9.50	1.31	674	743	-0.98
TB0521	442	0.041738	0.001988	0.282831	0.000025	2.08	11.2	1.36	613	656	-0.94
TB0522	440	0.010311	0.000435	0.282688	0.000019	-2.96	6.61	1.27	787	892	-0.99
TB0523	442	0.012568	0.000552	0.282696	0.000018	-2.69	6.88	1.24	779	879	-0.98
TB0524	441	0.021775	0.001016	0.282777	0.000018	0.18	8.93	1.22	673	748	-0.97
TB0525	396	0.012877	0.000524	0.282739	0.000022	-1.17	8.02	1.30	718	806	-0.98

析点中, TB-05-21 和 TB-05-40 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为两个端点, 分别为 0.282831 和 0.282572, 对应的二阶段模式年龄分别为 656 Ma 和 1103 Ma, 其他 18 个测点的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值集中分布在 0.282685~0.282795 之间(图 13), 对应的二阶段模式年龄 T_{DM2} 为 723~908 Ma. 全部样品点均具有正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 变化范围为 2.57~11.2, 主要集中在 6.36~9.73(图 13, 表 6).

5 矿床成因归属和成矿模式

5.1 赋矿围岩成因及其与成矿关系

赋矿斜峪关群火山岩围岩微量元素研究表明, 铜峪铜矿区及区域斜峪关群火山岩从玄武岩→安山岩→流纹岩具有分异演化特征, 构成一套较完整的正常钙碱性岛弧火山岩系列. 大部分火山岩样品在

原始地幔标准化的微量元素蛛网图上(图 6)显示大离子亲石元素如 Cs, Th, U, La, Ce 富集而相对亏损 Rb, Sr, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf 等, 呈现出典型的岛弧火山岩的微量元素变化特征^[48~51]。已有研究表明, 俯冲的洋壳板片在脱水反应下产生的流体向地幔楔提供 LILE 和少量 LREE, 地幔楔加水部分熔融并与流体及俯冲组分发生交代反应^[50~53], 而高场强元素 HFSE 如 Nb, Ta, Ti 等则以金红石、榍石和钛铁矿等形式残留下来^[54], 最后形成富 LILE, 轻度富集 LREE, 贫 HFSE 的岛弧火山岩。在 Y-Sr/Y 图解上(图 11), 斜峪关群长英质火山岩投点均落入岛弧岩浆岩区, 在 Th/Nb-Ce/Nb, Hf/3-Th-Nb/16, La-La/Nb 和 Ta/Yb-Th/Yb 图解上(图 7), 基性火山岩样品均投入岛弧玄武岩区, 表明斜峪关群火山岩形成于与大洋板块俯冲作用有关的岛弧环境。

斜峪关群火山岩所有样品球粒陨石标准化稀土配分曲线呈右倾型, 轻稀土(LREE)轻度富集。稀土分异特征具有由玄武岩→安山岩→英安岩→流纹岩逐渐增强的特征。相对斜峪关群火山岩, 总体而言, 矿石除轻稀土(LREE)更加富集, Ce 和 Eu 负异常比较明显外, 其微量和稀土元素的特征比值、特征参数、配分模式仍与矿化岩与围岩相似, 表明矿化岩和矿石对火山岩围岩具有继承性。矿石、矿化岩与围岩的稀土元素出现的这种微小差别而总体相似的特征指示, 矿石可能由与火山作用同源的火山热液沉淀而成, 但矿石形成后又受到后期构造-热液的改造。具体理由包括: ① 已有研究表明, LREE 在热液中较 HREE 具有更强的活动性, 热液蚀变过程中更容易被活化、淋滤而随热液迁移^[55~58], 热液沉淀物相对围岩富集 LREE。铜峪铜矿床矿石轻稀土(LREE)相对富集, 说明金属矿物的稀土元素与来自火山岩同源流体的稀土元素的分异演化有关, 矿石样品弱的 Ce 负异常表明成矿物质在沉淀过程中可能受到了海水的轻微影响^[55,59]。② 国内外众多 VHMS 矿床^[55,60~62]及现代水下中高温热液系统如东太平洋洋中脊海隆、大西洋洋中脊和美国 Salton 湖等^[63,64]的赋矿围岩及矿石一般都表现为 Eu 正异常, 而铜峪铜矿床表现为较明显的 Eu 负异常, 其 Eu 异常的产生可能由两种途径实现: 一是矿石由继承了 Eu 亏损围岩的成矿热液沉淀而成; 二是矿石形成后受到后期改造或流体作用导致 Eu 与其他稀土元素发生分离^[65]。本文及前人^[18,66]对矿区及区域斜峪关群火山岩的稀土元素地球化学研究显

示, 从基性到酸性的各种岩性的火山岩均表现出不同程度的 Eu 负异常, 故可以推断铜峪铜矿床成矿流体可能一方面继承了围岩 Eu 负异常的特点, 另一方面铜峪铜矿床又经历了后期热液的改造。③ 铜峪铜矿床受近东西向褶皱-断裂构造改造明显(图 2, 3), 显微镜下观察在糜棱岩化矿石中可见金属硫化物的破裂、重熔和迁移现象(图 4)。

前人曾在铜峪铜矿区外围斜峪关群中采到奥陶纪化石 *Streptelasma*(扭心珊瑚)和 *Siorthiss*(中华正形贝)^[67], 据此可推断赋矿围岩形成时代应为早奥陶世。眉县斜峪关群基性熔岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $(472 \pm 11) \text{ Ma}$ ^[18], 与地层中古生物所指示的地质时代一致。因此, $(472 \pm 11) \text{ Ma}$ 代表铜峪铜矿床赋矿岛弧火山岩的形成时代。考虑到本矿床早期矿化具有喷发-沉积成矿特点, 浸染状金属矿物与火山岩具有共生关系, 故斜峪关群岛弧火山岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄代表了铜峪铜矿床火山喷发-沉积成矿的时代。由此可见, 与古秦岭洋板片在 472 Ma 左右的俯冲事件相伴的岛弧火山喷发事件形成了铜峪铜矿床的早期矿化, 锆石 U-Pb 年龄 $((472 \pm 11) \text{ Ma})$ 限定了铜峪铜矿床火山喷流沉积成矿作用的下限年龄。

5.2 矿区花岗闪长岩成因及其研究意义

已有研究认为埃达克质岩浆的产生具有多种地质背景: 俯冲洋壳的部分熔融^[39,43]、下地壳底侵玄武质岩石部分熔融^[68]、增厚下地壳的部分熔融^[69,70]和拆沉下地壳的部分熔融^[71]。根据埃达克质岩石的地球化学特征, 可将埃达克岩石划分为两类^[72]: I 型(或 O 型)埃达克岩(岩浆主要产生于俯冲洋壳的部分熔融)和 II 型(或 C 型)埃达克岩(岩浆主要产生于下地壳底侵玄武质岩石的部分熔融或增厚下地壳的部分熔融)。煤沟花岗闪长岩主量元素含量平均值 $\text{SiO}_2 > 56\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{MgO} < 3\%$, 类似于俯冲洋壳部分熔融形成的埃达克质岩石^[39,41]。在埃达克岩与玄武岩的实验熔体的 SiO_2 -MgO 图解上(图 14), 10 个样品均落入俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩区, 而偏离玄武岩的实验熔体区, 表明形成煤沟花岗闪长岩体的岩浆来源于俯冲洋壳的部分熔融, 并与地幔楔发生过相互作用^[74]。煤沟花岗闪长岩 $\text{Mg}^\#$ 高(平均值为 0.51), 富 Ni(平均含量为 $20.1 \mu\text{g/g}$)和 Cr(平均含量为 $61.9 \mu\text{g/g}$), 指示洋壳部分熔融形成的岩浆在上升的过程中可能与地幔楔发生过物质交换^[40]。煤

沟花岗闪长岩体岩石大离子亲石元素如 Cs, Th, U, La, Ce 富集, 高场强元素如 Nb, Ta, Zr, Hf 和 Ti 亏损, 在多种构造图解中均落入岛弧花岗岩区, 表明煤沟花岗闪长岩体形成于岛弧环境. 上述地球化学特征与俯冲洋壳板片熔融产生的埃达克岩的地球化学特征 ($\text{SiO}_2 \geq 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, $\text{MgO} < 3\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$, LREE 富集, HREE 亏损, 无明显 Eu 负异常, $\text{Y} < 18 \mu\text{g/g}$, $\text{Yb} \leq 1.9 \mu\text{g/g}$, $\text{Sr} > 400 \mu\text{g/g}$) 一致, 与典型的洋壳熔融形成的菲律宾埃达克岩的稀土元素含量、轻重稀土分异特征 ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.60 \sim 24.4$, 平均值 12.6) 及主量、微量元素变化特征也非常类似^[39,41,75,76], 表明煤沟花岗岩体的原岩应该是俯冲的玄武质大洋板片.

煤沟花岗闪长岩所有锆石样品点都具有正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (2.57~11.2, 集中分布在 6.36~9.91 之间), 在 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ 构造图解上 (图 13), 投点集中在亏损地幔演化线和球粒陨石演化线之间, 表明煤沟花岗岩的源区物质来自亏损地幔. 以上证据充分证明煤沟花岗闪长岩体应为俯冲的玄武质大洋板片部分熔融产生的熔体与地幔楔发生交代作用形成的具有埃达克岩性质的岛弧花岗岩. 煤沟花岗岩体锆石的 Hf 二阶段模式年龄集中在 908~723 Ma 之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值集中分布在 6.36~9.91 之间, 表明其源区物质为该时期形成的古秦岭洋洋壳板片. 事实上, 已有研究已证实, 扬子板块在晋宁期拼合为统一的块体, 而其北缘的秦岭区仍处于持续扩张状态, 最后集中沿商丹带拉开形成古秦岭洋^[1,2].

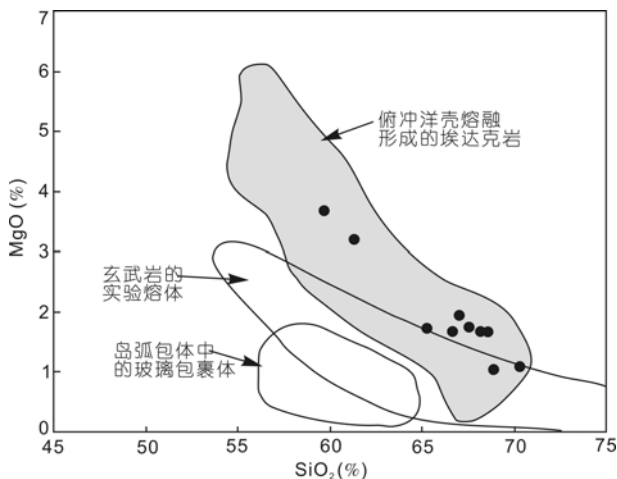


图 14 煤沟花岗闪长岩的 SiO_2 -MgO 图解
底图据文献[73, 74]

煤沟花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为 $(439.3 \pm 3.0) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.8$) (图 12), 与商丹带北侧北秦岭构造带出露的与俯冲有关的岩浆岩体如闫家店岩体 $((441 \pm 10) \text{ Ma})^{[42]}$; $(440 \pm 0.92) \text{ Ma}^{[77]}$ 、草川铺岩体 $((434 \pm 10) \text{ Ma})^{[42]}$ 和小王涧酸性侵入岩 $((442 \pm 7) \text{ Ma})^{[78]}$ 等, 在误差范围内完全一致, 表明煤沟花岗闪长岩体的形成与古秦岭洋板片在中奥陶世俯冲的事件有关. 煤沟花岗闪长岩侵入于赋矿火山岩中, 其接触界限截然, 但目前尚未在岩体中发现原生矿化, 煤沟花岗闪长岩体侵入时间晚于火山喷发作用, 花岗闪长岩体的侵入年龄 $((439.3 \pm 3) \text{ Ma})$ 可以限定铜峪铜矿床喷发-沉积成矿作用的上限年龄. 因此, 铜峪铜矿床的喷发-沉积成矿可能发生在 $(439.3 \pm 3) \sim (472 \pm 11) \text{ Ma}$ 之间.

煤沟花岗闪长岩体为侵入于斜峪关群岛弧火山岩中的埃达克岩体. 目前国内外与埃达克岩有关的 Cu-Au 成矿作用受到了广泛关注. Thieblemont 等^[79]统计了 43 个大型的 Au, Ag, Cu, Mo 低温热液矿床, 发现其中 38 个与埃达克岩有关. 张旗等^[80]和王强等^[81]调研发现我国的大多数斑岩型 Cu(Au)矿床均与埃达克岩有关. 天山北部石炭纪的 Cu-Au 矿化与埃达克岩交代的弧火山岩系关系密切. 王金荣等^[82,83]对北祁连东段发育于白银陆缘弧中的黑石山埃达克岩和老虎山弧后盆地中的银洞梁埃达克岩的研究表明, 黑石山埃达克岩与斑岩型铜矿化关系密切, 银洞梁埃达克岩则具有低温热液 Cu-Au 成矿的潜力. Wang 等^[84]近年的研究表明, 白银陆缘弧玄武岩的锆石 U-Pb 年龄为 475 Ma, 白银厂 VHMS 矿床赋矿流纹岩的锆石 U-Pb 年龄为 445 Ma, 分别与铜峪铜矿床岛弧玄武岩围岩和煤沟花岗岩形成年龄对应, 表明秦岭和祁连造山带均可能存在 470 Ma 左右与 440 Ma 左右板块俯冲成矿事件. 虽然目前尚未在煤沟埃达克岩岩体内发现原生 Cu 矿化, 该岩体与铜峪 VHMS 铜矿床 Cu 富集的确切关系尚需进一步的研究工作, 但铜峪铜矿区煤沟埃达克岩与黑石山埃达克岩及银洞梁埃达克岩产出的大地构造环境类似, 形成时代均为早古生代, 且煤沟岩体岩石 Cu 平均含量较高 ($58.5 \mu\text{g/g}$)^[22], 指示其具有 Cu 成矿的潜力. 因此, 铜峪铜矿床岛弧火山岩与埃达克岩组合的发现, 为在秦岭-祁连造山带开展与岛弧火山岩-埃达克岩有关的铜矿床的勘查提供了重要线索.

5.3 大地构造背景和地质特征对矿床成因的指示

商丹带是秦岭主造山期板块的俯冲碰撞缝合带, 商丹一线曾有一个消失的有限洋盆, 商丹带就是其消亡的俯冲碰撞缝合线^[1,2]。随洋壳由南向北的俯冲作用, 在北秦岭南缘形成斜峪关群和草滩沟群钙碱性岛弧火山岩-沉积岩系, 在弧前盆地形成李子园群等海相火山-沉积岩系^[85], 在弧后盆地发育二郎坪群海相火山-沉积岩系^[62], 并形成一系列与火山作用有关的铜多金属矿床, 从而构成一套完整的沟弧盆-火山沉积成矿体系。

大量研究业已证实, 在 O 型埃达克岩的形成过程中, 俯冲板片部分熔融产生的熔体在上升过程中与地幔橄榄岩发生平衡, 形成相对富 HFSE 的角闪石, 后来这些角闪石分解, 导致地幔楔富集 HFSE, 形成富 Nb 玄武岩的交代地幔源区, 故与埃达克岩共生的火山岩通常通常为富 Nb 玄武岩。斜峪关群火山岩 Sr 初始比值为 0.703~0.708, Nd 初始比值集中于 0.5119~0.5121 之间, $\epsilon_{Nd}(t)$ 多集中于 -1.6~+1.8 间, 岩石显示 Nb-Ta-Ti 亏损, 其中存在古老的捕晶锆石(年龄为 (1294 ± 34) Ma), 指示斜峪关群火山岩的岩浆源

区为受元古宙地壳混染的富集地幔源区^[18]。铜峪铜矿区及区域斜峪关群火山岩主微量元素地球化学研究表明, 斜峪关群基性火山岩为正常的岛弧火山岩, 其形成时间 $((472 \pm 11)$ Ma) 比煤沟花岗闪长岩早 30 Ma 左右, 表明它们可能形成于不同的地质事件中, 二者应为不同时期的洋壳俯冲事件的产物。斜峪关群岛弧火山岩是由古秦岭洋板片在 472 Ma 左右的俯冲事件中, 因板片脱水-熔融所产生的流体-熔体上升至地幔楔, 活化萃取地幔楔的 Cu 等金属元素, 导致地幔楔部分熔融而产生富含铜等成矿元素的钙碱性岩浆, 岩浆喷发并诱发海底喷流成矿系统, 形成铜峪铜矿床。事实上, 铜峪铜矿床同生矿体呈似层状和透镜状大致顺层展布; 矿石的纹层状、条带状和块状构造, 胶状黄铁矿纹层发育; 矿体下盘发育绢英岩化、硅化和碳酸盐化蚀变; 含磁黄铁矿的金属矿物组合呈浸染状分布于火山岩中, 具有与火山岩同生的特点(图 4(c)); 黄铁矿发育特征的碎裂构造(图 4(f)), 偶见拔丝状黄铁矿纹层, 均说明同生矿化形成于构造改造变形之前的早古生代火山喷流沉积作用期。造山带中的 VHMS 型块状硫化物矿床, 通常都

表 7 铜峪铜矿床与刘山岩矿床和日本黑矿型矿床的对比

	日本黑矿型矿床	刘山岩矿床	铜峪矿床
构造背景	岛弧火山岩带或弧后扩张盆地	二郎坪弧后盆地	岛弧火山岩带
赋矿地质体	浅变质火山岩地体	二郎坪群刘山岩组 浅变质火山岩地体	斜峪关群 浅变质火山岩地体
岩性控制	产于绿色凝灰岩带, 包括酸性凝灰岩、爆发角砾岩、酸性凝灰角砾岩、流纹岩和含铁燧石岩等	多分布在酸性火山岩与基性岩火山界面, 并靠近酸性岩一侧, 包括石英角斑岩、凝灰岩及硅质岩等	变质火山杂岩, 如变安山质集块熔岩、凝灰岩、角砾熔岩、凝灰熔岩等以及变安山岩、变英安岩和变英安质角砾熔岩等
控矿构造	与熔岩穹丘关系密切	矿体位于向斜核部, 受韧性剪切作用影响	矿体 NWW 向褶皱和压扭性断层构造控制
矿体形态	上部为层状, 下部为脉状-网脉状	上部矿体呈不规则层状、透镜状, NWW 走向, 产状与围岩一致, 深部出现细脉和网脉状复矿脉	矿体形态主要为透镜状和似层状, 走向 120°~140°, 倾角 30°~50°, 连续性较好, 厚度变化大, 分枝膨缩现象常见
矿石类型	块状、纹层状、条带状、浸染状和角砾状矿石等	浸染状矿石、角砾状矿石、细脉状和网脉状矿石	块状、浸染状矿石、细脉状及脉状、团块状、角砾状、条带状和网脉状矿石
金属硫化物组合	闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿和黝铜矿等	黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿和方铅矿	主要为黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿, 其次为闪锌矿、磁铁矿、辉铋矿等
脉石矿物组合	重晶石、石膏-硬石膏、石英、绢云母、绿泥石、沸石、钠长石和高岭石等	钠长石、角闪石、石英、重晶石、绢云母、绿泥石、方解石和电气石等	阳起石、透辉石、方解石、绿帘石、石榴石、石英和绿泥石等
金属硫化物 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$	1.0~8.2	1.7~7.7	1.6~4.5
矿石稀土元素特征	Eu 正异常, 个别样品显示弱负异常	Eu 正异常, 个别样品显示弱负异常	Eu 负异常显著
资料来源	文献[55, 86]	文献[13, 62]	脚注 1) 及本文

会受到后期的变质变形改造^[87,88]。铜峪铜矿床矿床中的火山喷流-沉积型硫化物矿体,经历了强烈而复杂的构造改造,与秦岭造山带多期多旋回复合造山作用的地质实际相吻合^[2,89]。铜峪铜矿床中的同生矿体与其主岩一起经受了后期变形-变质作用,矿体与地层一起卷入褶皱,矿体产于片理化带,矿体被挤压拉伸,在强应变带被挤压变薄、拉断或被断裂错失,在构造扩容带膨大,矿体在空间上成群、成带近平行展布,大小矿体的走向及分布特征受近东西向褶皱-断层构造控制(图 2, 3);沿断裂带的岩石已发生机械变形(如片理化、压碎、糜棱岩化等),区域上的 F_{10} 及矿区内的 F_{13} 等北西西向压扭性断裂产生的片理化带、挤压破碎带最大宽度可达 10~30 m 并断续分布^[67],可见金属硫化物的破裂、重熔和迁移(图 4(e)),如黄铜矿成脉状沿片理带或节理裂隙充填,矿石中先成的黄铁矿通常发育特征的碎裂组构等(图 4(f)),显示铜峪铜矿床早期矿体曾经受过后期构造作用的强烈改造,使矿体发生变形变位。煤沟花岗闪长岩体呈拉长的椭圆形,走向与控矿褶皱-断裂构造走向一致,岩石出现片理化,暗色矿物有定向-半定向排列的趋势(图 5)。

通过与日本黑矿型矿床和北秦岭刘山岩矿床的对比可见(表 7),铜峪铜矿床和日本黑矿型矿床、北秦岭东部的刘山岩矿床的赋矿围岩均以浅变质的火山凝灰岩和角砾岩为主,但铜峪铜矿床的赋矿围岩更偏中性。三者的矿石类型、金属矿物和脉石矿物组合具有相似性,但铜峪铜矿床以磁黄铁矿含量较高,闪锌矿和方铅矿较少,缺少重晶石和石膏-硬石膏等特征区别于日本黑矿型矿床和刘山岩矿床。三者在矿石、矿体类型上均具有喷发-沉积的特点,但日本黑矿型矿床未受到构造作用的强烈改造,其矿床原始特征保存较好,而产于弧后盆地的刘山岩矿床和产于岛弧环境的铜峪铜矿床与之不同,二者受到了不同程度的构造作用的改造,但铜峪铜矿床受构造控制的特征更加明显,矿体已经发生变形变位,这与其所处的秦岭造山带经历多期次构造活动紧密相关。三者的金属矿物硫同位素组成均具有以深源硫为主的特征。在矿石的稀土元素特征上,铜峪铜矿床以显著的 Eu 负异常而区别于日本黑矿型矿床和刘山岩矿床,表现出其受后期构造热液强烈改造的特点。因此,铜峪铜矿床的成因类型属于火山喷流沉积-后期构造热液叠加改造型的块状硫化物矿床。

5.4 成矿过程和成矿模式

结合铜峪铜矿床的成因及秦岭造山带演化历史,根据矿床矿化地质-地球化学特征,我们提出初步成矿模式(如图 15),并将矿床形成过程概括如下:

(1) 大约 1000~700 Ma 间,扬子板块在晋宁期拼合为统一的块体,而其北缘的北秦岭区仍处于持续扩张状态,最后集中沿商丹带拉开形成古秦岭洋。

(2) 大约 470 Ma 左右,古秦岭洋板片由南向北俯冲,板片脱水,少量上覆沉积物发生熔融,产生大量高氧逸度热液流体进入地幔楔,活化萃取地幔楔的 Cu 等成矿元素,并促使地幔楔发生部分熔融,产生含钙碱性岛弧火山岩浆,岩浆及富含成矿物质的流体上升,通过地壳时受到古地壳的混染,在地表喷发形成初始层状和浸染状矿体。

(3) 440 Ma 左右的俯冲事件,导致俯冲的玄武质洋壳发生部分熔融,熔体进入地幔楔,与地幔楔发生物质交换,形成埃达克质熔体,侵入上地壳形成煤沟花岗闪长岩体,此时火山喷流沉积成矿作用已经结束。

(4) 中晚三叠世后,古秦岭洋持续由南向北俯冲,并最终闭合,伴随勉略洋盆的闭合和扬子板块沿勉略带向南秦岭板块之下的俯冲,原有的断裂构造进一步复活,与陆内俯冲有关的花岗岩和多级别、多规模的逆冲推覆构造广泛发育。矿体被近东西向构造强烈改造,矿体与地层共同发生褶皱变形,矿体被挤压拉伸,在强应变带被挤压变薄、拉断或被断裂错失,在构造扩容带膨大,矿体在空间上成群、成带近平行展布,沿断裂带发生片理化、压碎、糜棱岩化等机械变形,金属硫化物出现破裂、重熔和迁移。

6 结论

(1) 赋矿火山岩围岩为钙碱性岛弧火山岩,成矿物质与火山岩围岩具有相同的物质来源。铜峪铜矿床是古秦岭洋板片在 472 Ma 左右的俯冲事件中,由俯冲板片脱水产生的高氧逸度流体进入地幔楔,活化萃取地幔楔的 Cu 等金属元素,并导致地幔楔部分熔融产生钙碱性岩浆在岛弧区喷发形成的 VHMS 型矿床。

(2) 煤沟花岗闪长岩锆石 U-Pb 加权平均年龄为 (439.3±3) Ma, 显示其形成与古秦岭洋板片在 440 Ma 左右的俯冲事件有关,岩石具有高 $Mg^\#$, 富 Ni 和 Cr,

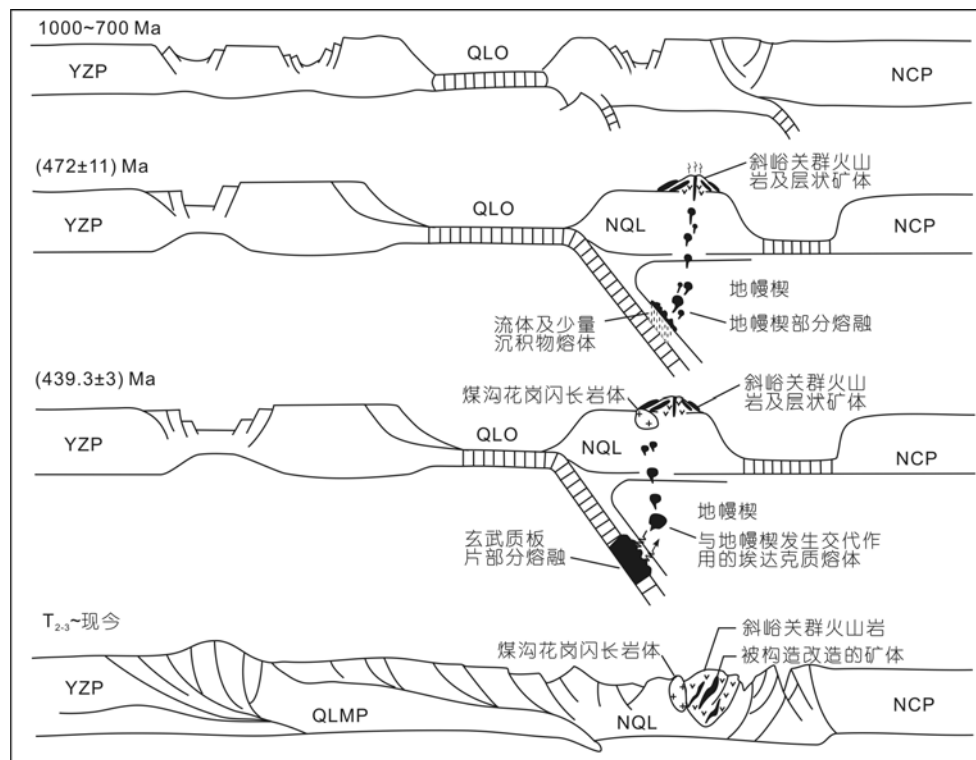


图 15 铜峪铜矿床成矿模式图

YZP, 扬子板块; QLMP, 秦岭微板块; QLO, 古秦岭洋; NQL, 北秦岭; NCP, 华北板块

轻重稀土强烈分异, Eu 异常不明显, 高 Sr, 低 Y, 高 Sr/Y 比值, 锆石 Hf 二阶段模式年龄集中在 908~723 Ma 之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) > 0$, 表明煤沟花岗闪长岩体为与俯冲的古秦岭洋玄武质板片部分熔融产生的熔体与地幔楔发生交代作用形成的具埃达克岩性质的岛弧花岗岩。

(3) 铜峪铜矿床属形成于奥陶-志留纪之交 ((439.3±3)~(472±11) Ma) 岛弧环境中的 VHMS 型块状硫化物矿床, 与火山岩同期的火山喷流-沉积作用形成了该矿床的初始工业矿化; 初始矿体形成后, 伴

随秦岭造山带印支期全面碰撞造山过程, 矿体和含矿层受到强烈的构造改造和叠加。铜峪铜矿区存在岛弧火山岩-埃达克岩组合, 为秦岭-祁连造山带进一步开展与岛弧火山岩有关的 VHMS 矿床和与埃达克岩有关的 Cu(Au)矿床的勘查工作提供了重要线索。

(4) 铜峪铜矿床与经典的 VHMS 型如日本黑矿型块状硫化物矿床存在差异, 其矿化地质特征显示出岛弧火山喷发沉积和构造叠加改造成矿的双重特点。铜峪铜矿床应属岛弧火山喷发沉积-构造叠加改造的 VHMS 型矿床。

致谢 匿名评审专家和编委提出建设性修改意见, 工作过程中陈衍景教授提出了宝贵建议, 铜峪铜矿给予了本文野外工作的大力支持和帮助, 在此一并致谢。

参考文献

- 1 张国伟, 孟庆任, 于在平, 等. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 193—200
- 2 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001. 855
- 3 张国伟, 董云鹏, 赖绍聪, 等. 秦岭-大别造山带南缘勉略构造带与勉略缝合带. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 1121—1135
- 4 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭, 等. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿. 南京: 南京大学出版社, 1988. 558

- 5 陈衍景, 富士谷. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1992. 234
- 6 Franklin J M, Lydon J W, Sangster D M. Volcanic associated massive sulphide deposits. In: Skinner B J, ed. *Economic Geology 75th Anniversary Volume 1905—1980*. Littleton: The Economic Geology Publishing Company, 1981. 485—627
- 7 Franklin J M, Gibson H L, Galley A G, et al. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. In: Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J, et al., eds. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Littleton: Society of Economic Geologists, 2005. 523—560
- 8 Pirajno F. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Berlin: Springer, 2008. 1250
- 9 陈衍景, 倪培, 范洪瑞, 等. 不同类型热液金矿床的流体包裹体特征. 岩石学报, 2007, 23: 2085—2108
- 10 陈衍景, 肖文交, 张进江. 成矿系统: 地球动力学的有效探针. 中国地质, 2008, 35: 1059—1073
- 11 侯增谦, 韩发, 夏林圻, 等. 现代与古代海底热水成矿作用. 北京: 地质出版社, 2003. 423
- 12 燕长海, 徐勇航, 彭翼, 等. 东秦岭二郎坪群中火山成因块状硫化物矿床地质地球化学特征及其成因讨论. 矿床地质, 2008, 27: 14—27
- 13 彭翼, 燕长海, 万守全, 等. 东秦岭刘山岩块状硫化物矿床地质地球化学特征. 矿床地质, 2005, 51: 550—557
- 14 陈建立. 二郎坪群海相火山岩中块状硫化物矿床地质特征及其找矿方向. 地质与勘探, 2004, 40: 38—41
- 15 张静, 陈衍景, 尤世娜, 等. 桐柏-东秦岭北坡典型成矿系统的对比研究及有关问题讨论. 矿物岩石地球化学通报, 2007, 26: 350—352
- 16 韦昌山, 杨振强, 付建明, 等. 河南桐柏刘山岩铜锌矿床成因及古大地构造环境. 地质科技情报, 2004, 23: 25—30
- 17 徐勇航, 赵太平, 陈伟. 东秦岭二郎坪群长英质火山岩成因及其对 VMS 型矿床成矿环境的制约. 岩石学报, 2009, 25: 399—412
- 18 闫全人, 王宗起, 陈隽璐, 等. 北秦岭斜峪关群和草滩沟群火山岩成因的地球化学和同位素约束、SHRIMP 年代及其意义. 地质学报, 2007, 81: 488—502
- 19 张二朋, 牛道韞, 霍有光, 等. 秦岭及邻区地质-构造特征概论. 北京: 地质出版社, 1993. 291
- 20 张维吉. 北秦岭地质构造演化基本特征. 见: 西北大学地质系成立四十五周年学术报告会论文集(下册). 西安: 西北大学出版社, 1987. 312—320
- 21 宋子季, 张维吉, 安三元. 北秦岭北部早古生代断陷带古海相火山岩特征及其形成环境. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 1988, 24: 51—63
- 22 戴文晗. 陕西眉县铜峪铜矿床矿化蚀变分带及成矿作用. 西北地质, 1982, 2: 38—48
- 23 Large R R, Gemmell J B, Paulick H, et al. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Econ Geol*, 2001, 96: 957—971
- 24 Gemmell J B. Hydrothermal alteration associated with the Gosowong Epithermal Au-Ag deposit, Halmahera, Indonesia: Mineralogy, geochemistry, and exploration implications. *Econ Geol*, 2007, 102: 893—922
- 25 Yuan H L, Gao S, Dai M N, et al. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser ablation quadrupole and multiple collector ICP-MS. *Chem Geol*, 2008, 247: 100—117
- 26 Ludwig K R. Isoplot 3. 0-A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochron Center Spec Publ*, 2003, 4: 1—70
- 27 Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, et al. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 219: 311—324
- 28 Blichert-Toft, J, Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 148: 243—258
- 29 Vervoort J D, Patchett P J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 3717—3733
- 30 Vervoort J D, Blichert-Toft J. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 533—556
- 31 MacLean W H. Mass change calculations in altered rock series. *Min Dep*, 1990, 25: 44—49
- 32 Barrett T J, MacLean W H. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In: Barrie C T, Hannington M D, eds. *Volcanic-associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. *Rev Econ Geol*, 1999, 8: 101—131
- 33 李曙光. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图. 岩石学报, 1993, 9: 146—157
- 34 孙卫东, 李曙光, 孙勇, 等. 北秦岭西峡二郎坪群枕状熔岩中一个岩枕的年代学和地球化学研究. 地质论评, 1996, 42: 144—153
- 35 Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1985. 312
- 36 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol Soc Spec Publ London*, 1989, 42: 313—345

- 37 Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 50: 11—30
- 38 Pearce J A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C J, Norry M J, eds. *Continental Basalts and Bantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva Publishing, 1983. 230—249
- 39 Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 1990, 347: 662—665
- 40 Martin H. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 1999, 46: 411—429
- 41 张旗, 许继峰, 王焰, 等. 埃达克岩的多样性. *地质通报*, 2004, 23: 959—965
- 42 Zhang H F, Zhang B R, Harris N, et al. U-Pb zircon SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of intrusive rocks from the Longshan-Tianshui area in the southeast corner of the Qilian orogenic belt, China: Constraints on petrogenesis and tectonic affinity. *J Asi Earth Sci*, 2006, 27: 751—764
- 43 Defant M J, Drummond M S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 1993, 21: 547—550
- 44 Pearce J A. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 1996, 19: 120—125
- 45 Hoskin P W O, Black L P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J Metamorphic Geol*, 2000, 18: 423—439
- 46 Griffin W L, Belousova E A, Shee S R. Crustal evolution in the northern Yilarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precam Res*, 2004, 131: 231—282
- 47 Kinny P D, Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. In: Hanchar J M, Hoskin P W O, eds. *Zircon*. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 327—341
- 48 Tatsumi Y, Kogiso T. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 148: 207—212
- 49 Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu Rev Earth Planet*, 1995, 23: 251—285
- 50 Hawkesworth C J, Gallegher K, Hergt J M, et al. Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts. *Phil Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 1993, 342: 179—191
- 51 Hawkesworth C J, Gallegher K, Hergt J M, et al. Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and melt generation. *Lithos*, 1994, 33: 169—188
- 52 Elliot T, Plank T, Zindler A, et al. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J Geophys Res*, 1997, 102: 14991—15019
- 53 Plank T, Langmuir C. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem Geol*, 1998, 145: 325—394
- 54 Brenan J M, Shaw H F, Phinney D L, et al. Rutile aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: Implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 128: 327—339
- 55 Shikazono N, Ogawa Y, Utada M, et al. Geochemical behavior of rare earth elements in hydrothermally altered rocks of the Kuroko mining area, Japan. *J Geochem Expl*, 2008, 98: 65—79
- 56 Terakado Y, Fujitani T. Behavior of the rare earth elements and other trace elements during interactions between acidic hydrothermal solutions and silicic volcanic rocks, southwestern Japan. *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62: 1903—1917
- 57 Campbell I H, Leshner C M, Coad P, et al. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn sulfide deposits. *Chem Geol*, 1984, 45: 181—202
- 58 Norman D I, Kyle P R, Baron C. Analysis of trace elements including rare-earth elements in fluid inclusion liquid. *Econ Geol*, 1989, 84: 162—166
- 59 王中刚, 于元学, 赵振华, 等. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1989. 292—336
- 60 Shikazono N. Rare earth element geochemistry of Kuroko ores and hydrothermal altered rocks: Implication for evolution of submarine hydrothermal system at back arc basin. *Res Geol Spec Issue*, 1999, No. 20: 23—30
- 61 别风雷, 侯增谦, 李胜荣, 等. 川西呷村超大黑矿型矿床成矿流体稀土元素组成. *岩石学报*, 2000, 16: 575—580
- 62 燕长海, 徐勇航, 彭翼, 等. 东秦岭二郎坪群火山岩中火山成因块状硫化物矿床地质地球化学特征及其成因讨论. *矿床地质*, 2008, 27: 14—27
- 63 Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 53: 745—750
- 64 包申旭, 周怀阳, 彭晓彤, 等. Juan de Fuca 洋脊 Endeavour 段热液硫化物稀土元素地球化学特征. *地球化学*, 2007, 36: 303—310

- 65 丁振举, 姚书振, 刘从强, 等. 东沟坝多金属矿床喷流沉积成矿特征的稀土元素地球化学示踪. 岩石学报, 2003, 19: 792—798
- 66 张宗清, 刘敦一, 付国民. 北秦岭变质地层同位素年代研究. 北京: 地质出版社, 1994. 1—191
- 67 宁晰春. 铜峪铜矿田构造体系分析. 西北地质, 1984, 2: 1—14
- 68 Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 1993, 362: 144—146
- 69 Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 139—155
- 70 Wang C Y, Zhang Q, Qian Q, et al. Geochemistry of the Early Paleozoic Baiyin volcanic rocks (NW China): Implications for the tectonic evolution of the North Qilian Orogenic Belt. *J Geol*, 2005, 113: 83—94
- 71 Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 2002, 30: 1111—1114
- 72 张旗, 王焰, 钱青, 等. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报, 2001, 17: 236—244
- 73 Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, et al. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem Geol*, 1999, 160: 335—356
- 74 Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 2005, 79: 1—24
- 75 Sajona F G, Maury R C, Bellon H, et al. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 1993, 21: 1007—1010
- 76 Sajona F G, Maury R C, Pubellier M, et al. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos*, 2000, 54: 173—206
- 77 裴先治, 孙仁奇, 丁仁平, 等. 陇东地区阎家店闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其地质意义. 中国地质, 2007, 34: 8—16
- 78 闫全人, 陈隽璐, 王宗起, 等. 北秦岭小王洞枕状熔岩中淡色侵入岩的地球化学特征、SHRIMP 年龄及地质意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1301—1313
- 79 Thielblemont D, Stein G, Lescuyer J L. Epithermal and porphyry deposits: The adakitic connection. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 325: 103—109
- 80 张旗, 秦克章, 王元龙, 等. 加强埃达克岩研究, 开创中国 Cu、Au 等找矿工作的新局面. 岩石学报, 2004, 20: 195—204
- 81 王强, 赵振华, 许继峰, 等. 天山北部石炭纪埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 岛弧玄武质岩: 对中亚造山带显生宙地壳增生与铜金成矿的意义. 岩石学报, 2006, 22: 11—30
- 82 王金荣, 郭原生, 付善明, 等. 甘肃黑石山早古生代埃达克质岩的发现及其构造动力学意义. 岩石学报, 2005, 21: 977—985
- 83 王金荣, 吴春俊, 蔡郑红, 等. 北祁连山东段银洞梁早古生代高镁埃达克岩: 地球动力学及成矿意义. 岩石学报, 2006, 22: 2655—2664
- 84 Wang Q, McDermott F, Xu J F, et al. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 2005, 33: 464—468
- 85 李锁成, 陈永彬, 赵彦庆, 等. 西秦岭北部蛇绿混杂岩带成矿作用与区域构造演化的关系. 矿床地质, 2005, 24: 656—662
- 86 Kajiwarra Y, Date J. Sulfur isotope study of Kuroko-type and Kieslager-type strata-bound massive sulfide deposits in Japan. *Geochem J*, 1971, 5: 133—150
- 87 Gu L X, Zheng Y C, Tang X Q, et al. Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan VHMS deposit, N. E. China. *Ore Geo Rev*, 2007, 30: 1—29
- 88 张德全, 党兴彦, 李大新, 等. 柴北缘地区的两类块状硫化物矿床-II. 青龙滩式 VHMS 型 Cu-S 矿床. 矿床地质, 2005, 24: 575—583
- 89 Meng Q R, Zhang G W. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China. *Tectonophysics*, 2000, 323: 183—196