

文章编号: 0258-7106 (2012) 05-0999-15

新疆阿吾拉勒成矿带西段铜矿床 碳、氧、硫、铅同位素研究

——成矿物质来源及成矿环境探讨*

赵 军^{1,2}, 张作衡³, 刘晓阳⁴, 刘 敏³, 张 贺⁵, 朱维娜⁵

(1 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2 中国人民武装警察部队黄金第八支队, 新疆 乌鲁木齐 830057;

3 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 4 天津地质矿产研究所, 天津 300170; 5 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘 要 新疆阿吾拉勒成矿带西段的众多铜矿床可分为 2 种类型, 即中、南部的次火山岩型和北部的中-低温热液脉型。文章对从南到北的 2 种类型的 5 个铜矿床(穷布拉克、奴拉赛、群吉、群吉萨依、109)进行了系统的碳、氧、硫、铅同位素研究, 探讨了成矿物质来源及成矿环境。测试结果表明: 次火山岩型矿床内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化很小, 南部和中部的矿床分别为 $3.4\text{‰} \sim 4.4\text{‰}$ 和 $-1.6\text{‰} \sim 0.2\text{‰}$, 反映出其来源单一, 以岩浆源或地幔源为主; 中-低温热液脉型矿床内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较大, 为 $-18\text{‰} \sim 8.9\text{‰}$, 具有多源性。次火山岩型矿床内方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-1.44\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $11.87\text{‰} \sim 16.99\text{‰}$, 可能为深源流体与碳酸盐岩地层发生一定反应的结果; 中-低温热液脉型矿床内方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-10.1\text{‰} \sim -3.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $9.63\text{‰} \sim 16.27\text{‰}$, 整体以幔源为主。中-低温热液脉型铜矿床内矿石铅为正常铅, 以地幔铅占主导地位; 赋存于酸性次火山岩中的次火山岩型铜矿床的矿石铅为富含放射性成因铅的异常铅, 来源于前寒武系基底岩石; 赋存于基性次火山岩中的次火山岩型铜矿床的矿石铅为壳幔混合铅, 受到了地壳物质的强烈混染。这 2 种类型铜矿床的成矿物质来源表现出从南到北的明显差异, 这种差异与各矿床赋矿地层和岩性组合的不同有很好的对应关系, 反映了铜矿带南北成矿环境的不同。由于该区与铜矿有关的陆相(次)火山岩为晚石炭世-二叠纪伊犁古裂谷演化的产物, 这可能揭示了区域成矿与二叠纪的裂谷演化紧密相关。在裂谷演化的不同阶段, 该铜矿带南部和北部的构造体系具有不同的开放程度, 从而形成了不同的火山岩组合和沉积地层, 即矿源层。矿源层的差异和火山活动的强弱决定了在裂谷带南北不同部位形成了不同类型特征的铜矿床。

关键词 地球化学; 稳定同位素; 成矿物质来源; 成矿环境; 阿吾拉勒成矿带西段; 新疆

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Carbon, oxygen, sulfur and lead isotope constraints on the ore source and metallogenesis of copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt, Xinjiang

ZHAO Jun^{1,2}, ZHANG ZuoHeng³, LIU XiaoYang⁴, LIU Min³, ZHANG He⁵ and ZHU WeiNa⁵

(1 College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2 No. 8 Gold Geological Party, CPAPF, Urumqi 830057, Xinjiang, China; 3 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 10003, China; 4 Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China; 5 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

* 本文得到国家科技支撑计划(编号: 2011BA B06B02-05)和地质矿产调查评价项目(编号: 1212011085060)的联合资助

第一作者简介 赵 军, 男, 1978 年生, 在读博士生, 矿产普查与勘探专业. Email: woodzhao-2000@163.com

收稿日期: 2012-08-12; 改回日期: 2012-08-31. 许德焕编辑.

Abstract

The copper deposits distributed in western Awulake Mountain metallogenic belt include subvolcanic rock-related Cu deposits (SVR) situated in the middle and southern area and intermediate-low temperature hydrothermal vein-type Cu deposits (ILTHV) located in the northern area. This paper reports a detailed C, O, S and Pb isotopic investigation of three SVR deposits (No. 109, Qunjisayi and Qunji) and two ILTHV deposits (Nulasai and Qiongbulake) lying from south to north in the ore field. The sulfur isotopic compositions of the sulfides from the five deposits show distinct differences and systematic variations from south to north. The SVR deposits show small variation of $\delta^{34}\text{S}$ values from +3.4‰ to +4.4‰ (No. 109 deposit) and from -1.6‰ to 0.2‰ (Qunjisayi and Qunji deposits). In contrast, the ILTHV deposits have large variation of $\delta^{34}\text{S}$ values from -18‰ to +8.9‰. The carbon and oxygen isotope variations of the two types have similar sulfur isotope variation features. The SVR deposits show small variation of $\delta^{13}\text{C}$ values from -1.44‰ to +0.8‰ and relatively large variation of $\delta^{18}\text{O}$ values from +11.87‰ to +16.99‰. The ILTHV deposits have large variation of $\delta^{13}\text{C}$ values from -10.1‰ to -3.2‰ and relatively large variation of $\delta^{18}\text{O}$ values from 9.63‰ to 16.27‰. The Pb-isotopic composition of sulfides from ILTHV deposits indicate that they are normal-Pb mainly derived from the mantle. The Pb-isotope of sulfides from felsic SVR deposits is rich in radiogenetic Pb provided by the Precambrian basement rock. The Pb-isotope of sulfides from basic SVR deposits is the mixed mantle-Pb and crust-Pb. In conclusion, the systematic variations of mineral source and ore-forming process from SVR deposits to ILTHV deposits reveal that the metallogenic environments in southern and northern copper belt are different and this difference was probably related to the Permian rifting evolution. In the process of Permian rifting evolution, the different extents of the stretching structure in southern and northern copper belt caused different volcanic rocks and sedimentary strata which constituted the ore-source bed. The formation of different Cu deposit types in different positions was controlled by the difference in mineral sources and intensities of continental volcanism caused by the Permian rifting.

Key words: geochemistry, stable isotope, mineral source, metallogenic environment, western Awulake Mountain metallogenic belt, Xinjiang

新疆阿吾拉勒铁铜成矿带西段分布有众多的铜矿床,是西天山地区重要的铜矿集中区,早在距今2000年前就已经开始开采和冶炼铜^①。该地区内的矿产以铜矿为主,铜矿床(点)数量多,但规模小(以小型和矿化点居多),主要分布在二叠纪陆相火山岩广泛出露的地区。姚金炎(1993)首次对该地区的铜矿床进行了系统的综合研究,将其铜矿床划分为火山热液型、次火山热液型、低温热液充填脉型和沉积砂砾岩型4种类型,并认为,其成矿物质以下地壳来源和上地幔来源为主,而成矿作用则与早二叠世火山作用有关,诸多铜矿床是同一构造环境下同一岩浆源分异演化不同阶段的产物。后人的研究工作(莫江平等,1996;1997;任秉琛等,2004;罗勇等,2011)多借鉴和参考了这一认识,并深化了研究程

度。但是,不同类型和空间位置的铜矿床之间,在矿化特征、成矿物质来源和成矿机制等方面存在差异,一直未能得到系统研究和较好的解释。因此,本文选择穷布拉克、奴拉赛、群吉萨依、109和群吉5个典型铜矿床进行了碳、氧、硫、铅同位素研究,并结合前人研究成果,对该地区铜矿床的成矿物质来源和成矿环境进行了系统分析和探讨,以期获得一些新认识。

1 地质背景

阿吾拉勒成矿带是新疆重要的铁铜矿分布区,西起伊宁县与尼勒克县的交界处,东至和静县巴仑台镇,东西长约350 km,南北宽约50 km,包括了整个阿吾拉勒山及其两侧区域。该成矿带的成矿分带

① 新疆冶金地质勘探公司703队,1982.新疆尼勒克县-奴拉赛等地铜、铁矿初步评价、矿点检查及路线踏勘地质报告,内部资料。

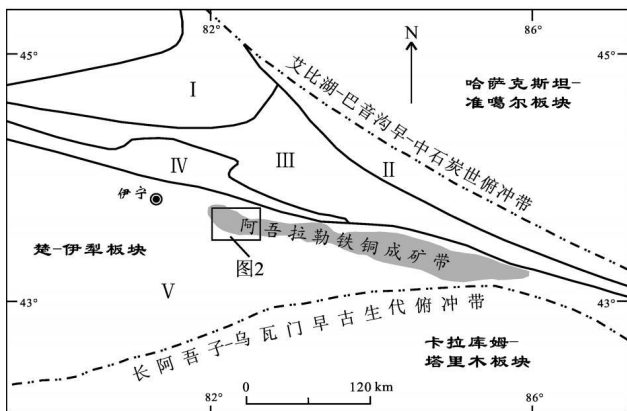


图1 西天山地区大地构造单元及研究区位置简图
(据张作衡等, 2008 修改)

I—阿拉套二叠纪裂谷; II—北天山巴音沟早-中石炭世弧前-海沟带; III—别珍套-汗吉尔早-中石炭世岛弧带; IV—吐拉苏石炭纪弧后断陷盆地; V—伊犁石炭纪-二叠纪裂谷

Fig. 1 Sketch map showing the division of tectonic units in western Tianshan Mountains and the location of western Awulale Mountain copper belt
(modified after Zhang et al., 2008)

I—Aktau Permian rift; II—Northern Tianshan Bayingou Early-Middle Carboniferous forearc trench; III—Biezhentao-Hanjiga Early-Middle Carboniferous intracontinental arc; IV—Tukasu Carboniferous back-arc fault basin; V—Yili Carboniferous-Permian rift

性明显,中段和东段以铁矿为主,铜矿很少;西段则均为铜矿,本文所研究的5个铜矿床即位于西段。阿吾拉勒成矿带西段地处新疆西天山伊犁盆地北缘,东起木斯乡,西至墩麻扎镇,南、北以巩乃斯河和喀什河为界,包括了阿吾拉勒山的整个西段部分。其大地构造位置位于卡拉库姆-塔里木板块与哈萨克斯坦-准噶尔板块的汇聚带,楚-伊犁板块的中东部(图1)。

该地区内出露的地层包括下-中元古界和上古生界,以后者为主(图2)。前寒武系基底仅在西阿吾拉勒山南坡有少量出露,面积约2 km²,被划归为特克斯群(Ch_t),以麻粒岩相类岩石为主。上古生界包括石炭系和二叠系,前者主要分布在西阿吾拉勒山西北部 and 东南部,为上石炭统伊什基里克组(C_{2y}),岩性以中-酸性火山岩为主。二叠系是该地区内的主要地层单元,以陆相火山岩、磨拉石建造和河湖相沉积为总体特点。其中,下二叠统以双峰式火山熔岩和火山碎屑岩为主,以碱性和偏碱性火山岩居多,主要岩性有杏仁状玄武岩、玄武安山玢岩、粗面岩、(次)流纹斑岩;中二叠统以磨拉石建造和河湖相沉

积为主;上二叠统属内陆盆地型河流-湖泊相沉积(宋志瑞等, 2005)。

区内侵入岩广泛发育,均为浅成和超浅成相,多为酸性岩类,中性岩次之,基性岩多为较小的辉绿岩脉。侵入岩主要岩性包括闪长岩类、石英钠长斑岩和花岗斑岩类(图2)。其中,酸性侵入岩的年龄介于240~270 Ma之间(姚金炎, 1993; 李华芹等, 1998; 赵振华等, 2006; Zhao et al., 2008),为中-晚二叠世和早三叠世早期岩浆活动的产物。区内火山岩极为发育,以下二叠统双峰式火山岩组合为主,旋回清楚,韵律明显,早期为中-酸性,中期为基性→酸性→基性,晚期为酸性→基性(宋志瑞等, 2005)。玄武岩和粗面岩的年龄主要集中在250~290 Ma之间,以260~270 Ma居多(李华芹等, 1998; 赵振华等, 2003; 2006)。

该区的构造演化极其复杂,从元古代至今,经历了古元古代泛大陆的增生与裂解、新元古代 Rodinia 超大陆的形成与裂解、古生代古亚洲洋的形成与消亡、中-新生代板内走滑位移以及盆地格局的形成等阶段(张作衡等, 2008; 左国朝等, 2008)。其中,晚古生代是该区主要的成岩-成矿阶段,包括泥盆纪-石炭纪板块俯冲、碰撞造山阶段(Gao et al., 2009)和石炭纪末-二叠纪陆内裂谷演化阶段(姜常义等, 1995; 车自成等, 1996; 朱永峰等, 2004; 李永军等, 2010)。该区现今的构造格架是在二叠纪裂谷构造演化的基础上,经过继承、改造和破坏而形成的。区内褶皱构造发育,全区整体为一复向斜,保留了裂谷时期的地堑式构造-沉积特点。区内断裂构造非常发育,按空间展布形态可分为3组(图2):①EW向断裂,多为改造裂谷系统的高角度正断层,控制着区内的主要构造格局和矿床分布;②NW向断裂,主要由中-新生代的板内挤压、走滑作用所形成,具右行压扭特征,具有一定的控矿和容矿作用^①;③NE向断裂,规模小于前2类断裂,具压性特征,对成矿有一定的破坏作用。

2 矿床类型和特征

阿吾拉勒成矿带西段的铜矿床(点)较多,主要赋存在下二叠统火山岩中或中、下二叠统的平行不整合面附近。矿床受构造控制明显,多沿构造薄弱

① 新疆维吾尔自治区地质局, 1979. 1:20万区域地质调查报告(巩留幅 K-44-V). 内部资料.

原生期包括 4 个成矿阶段: ① 黄铁矿-白铁矿-重晶石-方解石阶段; ② 黄铜矿-方铅矿-闪锌矿-重晶石阶段; ③ 斑铜矿-辉铜矿-方解石阶段; ④ 黄铁矿-方解石阶段。次火山岩型矿床的矿体均赋存于次火山岩中, 主要受破碎带的控制, 与岩体的界线较模糊。根据赋矿岩石的不同, 次火山岩型矿床可分为 2 类: ① 与中-基性次火山岩有关, 如群吉萨依和土台铜矿床(点), 分别为辉绿玢岩和辉石闪长岩, 而且两者都具有全岩矿化的特点, 岩体即矿体; ② 与酸性次火山岩有关, 主要为粗面岩、次流纹斑岩、钠长斑岩等。次火山岩型铜矿床的矿物组合较简单, 脉石矿物较少, 仅发育很少量的方解石或石英。围岩蚀变较弱, 尤其是赋存于酸性次火山岩中的铜矿床(点)。成矿不具有多阶段性。

本文所研究的 5 个铜矿床, 是该地区最具代表性、规模最大且目前均处于生产阶段的铜矿床, 诸铜矿床的主要地质特征对比见表 1。

3 样品采集和测试

本文用于碳、氧同位素分析的样品为诸矿床内不同类型矿石中的方解石(14 件), 硫同位素分析的样品为诸矿床内不同类型矿石中的金属硫化物(34 件)和奴拉赛矿床的少量重晶石(3 件), 铅同位素分析的样品为诸矿床内矿石中的金属硫化物(17 件)及围岩(10 件)。在野外采集样品时, 尽量选择新鲜的原生矿石及有代表性的样品。在室内, 先将样品捣碎、筛选和淘洗, 然后在双目镜下挑选出粒径 0.1~1 mm 的单矿物。方解石和重晶石单矿物的纯度可达 99%, 硫化物的纯度可达 95% 以上。全岩样品则用玛瑙研钵研磨至 200 目, 用于铅同位素分析。

碳、氧、硫同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成, 使用传统的离线分析方法。测定碳、氧同位素时, 将约 50 mg 方解石粉末样品与无水磷酸在真空条件下反应, 反应温度 25 °C, 恒温 48 h。分析结果用 V-PDB 标准表示, 测试精度优于 $\pm 0.2\%$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值根据公式 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.0309 \delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} + 30.91$ 换算获得。测定硫同位素时, 将约 15 mg 硫化物和重晶石粉末样品与 150 mg V_2O_5 , 在 1050 °C 条件下反应 15 min。反应完毕, 将纯化后的 CO_2 和 SO_2 气体导入 Finnigan Delta S 型质谱仪, 测定其同位素比值。分析结果用 V-CDT 标准表示, 测试精度优于 $\pm 0.3\%$ 。

铅同位素分析在核工业北京地质研究院测试研究中心完成。将样品用混合酸分解, 然后用树脂交换法分离出铅, 蒸干后, 用热表面电离质谱法进行铅同位素测量。测试仪器为 ISOPROBE-T 型质谱仪, 测试精度为: 对 1 μg 铅, 其 $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值低于 0.05%, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值一般不大于 0.005%。

4 测试结果

4.1 碳、氧同位素

诸铜矿床内不同类型矿石中方解石的碳、氧同位素测试结果见表 2。奴拉赛铜矿床的 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 -10.1% ~ -2.27% 之间, 平均 -5.16% ; $\delta^{18}\text{O}$ 值为 12.56% ~ 16.27% , 平均 13.89% 。穷布拉克铜矿床的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -7.37% ~ -3.2% , 平均 -5.49% ; $\delta^{18}\text{O}$ 值比较一致, 为 9.63% ~ 11.94% , 平均 10.87% 。群吉萨依铜矿床的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -1.28% ~ -0.7% , 平均 -0.99% ; $\delta^{18}\text{O}$ 值为 13.53% ~ 13.8% , 平均 13.66% 。群吉铜矿床的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -1.44% ~ 0.8% , 平均 -0.32% ; $\delta^{18}\text{O}$ 值为 11.87% ~ 16.99% , 平均 14.44% 。由此可见, 中-低温热液脉型铜矿床的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围稍大, 但主要集中在幔源碳的范围(Hoefs, 2009), 而次火山岩型铜矿床的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化较小, 稍高于地幔 $\delta^{13}\text{C}$ 值。这 2 种类型矿床的氧同位素变化范围相近。

4.2 硫同位素

5 个典型铜矿床的硫同位素分析结果见表 3。矿石中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值从南到北呈现出规律性变化: 109 铜矿床内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 3.4% ~ 4.4% , 平均 3.8% 。群吉萨依铜矿床内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -0.5% ~ 0.2% , 平均 -0.3% 。群吉铜矿床内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -1.6% ~ -0.7% , 平均 -1.06% 。奴拉赛铜矿床内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -18% ~ 8.9% , 平均 1.02% ; 重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 13.9% ~ 17% , 平均 15.6% 。穷布拉克铜矿床内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -10.7% ~ 6.7% , 平均 -4.03% 。

在硫同位素直方图(图 3)中, 2 种类型铜矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值呈完全不同的分布型式。铜矿带南部和中部的次火山岩型铜矿床内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围很小, 主要集中于 -1% ~ 4% 之间(图 3a), 反映出其来源单一。铜矿带北部的中-低温热液脉型铜矿床内硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围较大, 主要集中于 -11% ~ -9% 之间, 呈现出 2 个峰值, 即 -7% ~ -4% 和 5% 。

表 1 阿吾拉勒成矿带西段典型铜矿床特征对比

Table 1 Geological characteristics of typical copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt

矿床类型及 矿床名称	地理 位置	规模	赋矿地层	岩石组合	矿体特征	成矿期次	矿物组合	围岩蚀变
中-低温热液脉型								
努布拉克	西北部	中型	下二叠统塔尔得套 组、中二叠统塔姆 其萨伊组	中-基性火山岩(杏仁状玄武岩 和安山玄武质熔岩、碎屑岩) + 河湖相沉积(粗砾岩、砂岩、 粉砂岩)	脉状、似层状,受层位控制,沿岩 石孔隙和碎屑岩胶结物充填	I 表生期; II 原生期(多 阶段)	斑铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、黄铜 矿、方铅矿、黄铁矿、方解石、 石英	碳酸盐化、 绿泥石 化
奴拉赛	北部	中型	下二叠统塔尔得套 组、中二叠统晓山 萨伊组	基性火山岩(杏仁状玄武岩、玄 武安山玢岩)+酸性侵入岩 (石英二长斑岩)+陆相沉积 (砾岩)	脉状、透镜状,严格受放射状断 裂控制	I 表生期; II 原生期(多 阶段)	辉铜矿、斑铜矿、黄铁矿、白铁 矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、 方解石、重晶石	碳酸盐化、 绿泥石 化、重晶 石化
次火山岩型 群吉	中部	小型	下二叠统塔尔得套 组中、上部	酸性次火山岩(次流纹斑岩、粗 面岩)	矿体沿次流纹斑岩中的破碎带 分布,呈透镜状,与次流纹斑 岩界线模糊	单期单阶段	斑铜矿、辉铜矿、黄铁矿、黄铜 矿、方解石	很弱
群吉萨依	中部	小型	下二叠统乌郎组上 部	中-基性(次)火山岩(玄武安山 玢岩、辉绿玢岩)+火山沉积 岩(凝灰质角砾岩、砂岩)	矿体即辉绿玢岩脉,全岩矿化, 受破火山口控制	单期单阶段	斑铜矿、辉铜矿、黄铜矿、自然 铜、方解石	碳酸盐化、 绿泥石化
109	南部	小型	下二叠统乌郎组下 部	酸性次火山岩(次流纹斑岩、粗 面岩)	矿体沿次流纹斑岩中的破碎带 分布,呈透镜状,与次流纹斑 岩界线模糊	单期单阶段	斑铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、黄铜 矿、石英	很弱

表 2 阿吾拉勒成矿带西段铜矿床方解石的碳氧同位素组成

Table 2 Carbon and Oxygen isotope data of calcite from copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt								
矿床	样号	矿石类型	测试矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$t/\text{℃}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW-水}}/\text{‰}^*$	数据来源
奴拉赛	NLS-9	角砾状、脉状铜矿石	方解石	-4.32	13.53	163	1.8	张贺等(2012)
	NLS-54	脉状铜矿石	方解石	-4.32	14.35			
	NLS-55	脉状铜矿石	方解石	-10.10	16.27	230	8.18	
	NLS-57	脉状铜矿石	方解石	-2.27	13.87	167	2.41	
	NLS-63	块状铜矿石	方解石	-5.00	12.56			
	NLS-69	脉状铜矿石	方解石	-4.92	12.78			
穷布拉克	QBLK-21	凝灰质粗砾岩型	方解石	-3.20	11.32	200	1.55	赵军等(2012)
	QBLK-24	凝灰质砂砾岩型	方解石	-3.33	11.00	185	0.35	
	QBLK-30	安山玄武质凝灰角砾岩型	方解石	-3.30	10.81	185	0.16	
	QBLK-33	安山玄武质凝灰角砾岩型	方解石	-6.50	11.94	244	4.25	
	QBW-1		方解石	-7.37	11.91			罗勇等(2011)
	QBW-2		方解石	-6.65	10.49			
	QBW-3		方解石	-7.12	11.80			
	QBW-4		方解石	-4.19	9.63			
	QBW-5		方解石	-5.95	10.72			
	QBW-6		方解石	-6.12	10.04			
群吉萨依	QJS-54	浸染状铜矿石	方解石	-0.70	13.80			本文
	QJS-112	浸染状铜矿石	方解石	-1.28	13.53			
群吉	ZBQJ-3	块状铜矿石	方解石	0.80	16.99			本文
	ZBQJ-7	角砾状铜矿石	方解石	-1.44	11.87			

* $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW-水}}$ 据郑永飞等(2000)热力学平衡分馏公式计算: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW-水}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{矿物}) - (A \times 10^6/T^2 + B \times 10^3/T + C)$ 。

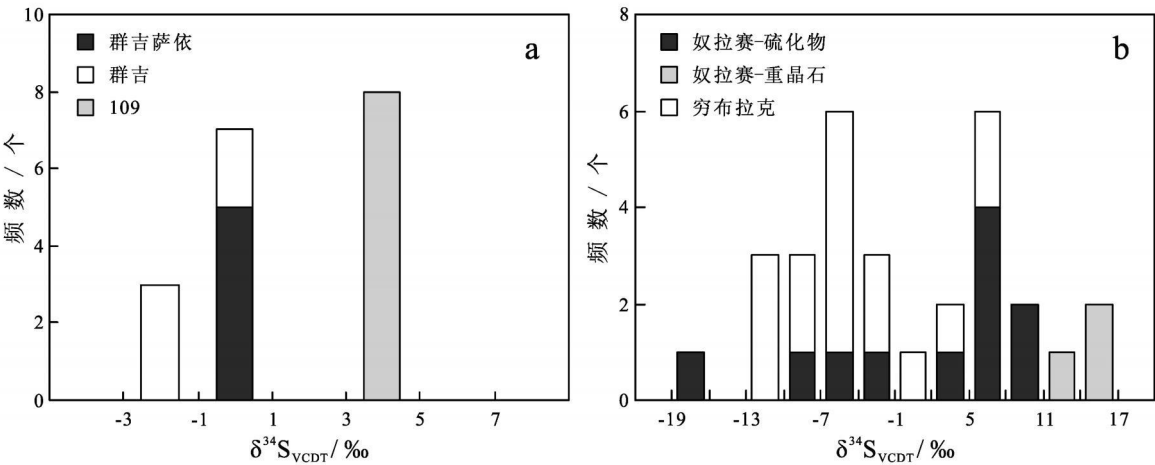


图 3 阿吾拉勒成矿带西段铜矿床矿石硫化物和重晶石硫同位素组成直方图

Fig. 3 Histogram of $\delta^{34}\text{S}$ for ore sulfides and barite from copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt

~8 ‰(图 3b), 说明其硫具有多源性或者经历了复杂的变化。

4.3 铅同位素

2 种类型铜矿床的铅同位素分析结果见表 4。其中, 奴拉赛铜矿床内硫化物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 18.061~18.144, 极差为 0.083; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.512~15.648, 极差为 0.136; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为

37.868~38.319, 极差为 0.451。穷布拉克矿床内硫化物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 18.043~18.351; 极差为 0.308; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.487~15.599, 极差为 0.112; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 37.576~38.147, 极差为 0.571。群吉萨依铜矿床内硫化物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 18.126~18.574, 极差为 0.448; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.575~15.733, 极差为 0.158; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为

表 3 阿吾拉勒成矿带西段铜矿床矿石硫化物的硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotopic composition of ore sulfides from copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt

矿床	样品 编号	矿石类型	测试 矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ / ‰	数据 来源
奴拉赛					
	NLS 5	团块状矿石	黄铁矿	8.9	张贺等 (2012)
	NLS 6	条带状矿石	黄铁矿	−4.1	
	NLS 8	脉状、角砾状矿石	白铁矿	−9.6	
	NLS 12	块状矿石	辉铜矿	6.7	
	NLS 15	团块状矿石	辉铜矿	4.1	
	NLS 29	块状矿石	黄铁矿	−2.7	
	NLS 32	脉状、团块状矿石	黄铜矿	−18	
	NLS 32	脉状、团块状矿石	斑铜矿	8.5	
	NLS 63	块状矿石	辉铜矿	6.7	
	NLS 65	块状矿石	辉铜矿	5.4	
	NLS 67	块状矿石	辉铜矿	5.3	
	NLS-43	团块状矿石	重晶石	15.8	
	NLS-73	团块状、胶状矿石	重晶石	17	
	NLS-95	角砾状矿石	重晶石	13.9	
群吉萨依					
	QJS-101	浸染状矿石	斑铜矿	−0.3	本文
	QJS-102	浸染状矿石	斑铜矿	−0.4	
	QJS 103	浸染状矿石	斑铜矿	−0.5	
	QJS-104	角砾状矿石	斑铜矿	0.2	
	QJS 105	浸染状矿石	斑铜矿	−0.5	
群吉					
	ZBQJ9	浸染状矿石	斑铜矿	−0.8	本文
	ZBQJ-15	角砾状矿石	斑铜矿	−1.6	
	ZBQJ-19	角砾状矿石	斑铜矿	−1.1	
	ZBQJ22	浸染状矿石	黄铁矿	−1.1	
	ZBQJ26	细脉状矿石	黄铜矿	−0.7	
穷布拉克					
	QBLK11	凝灰质砂砾岩	斑铜矿	−1.4	赵军等 (2012)
	QBLK23	凝灰质粗砾岩	斑铜矿	−10.5	
	QBLK25	凝灰质粗砾岩	斑铜矿	−1.7	
	QBLK33	安山玄武质凝灰角砾岩	斑铜矿	5.5	
	QBLK33	安山玄武质凝灰角砾岩	黄铜矿	2.7	
		粗砾岩	辉铜矿	6.7	莫江平等 (1997)
		粗砾岩	方铅矿	−10.7	
		粗砾岩	辉铜矿	−8.5	
		安山玄武岩	黄铁矿	−6	
		安山玄武岩	黄铁矿	−5.2	
		安山玄武岩	黄铜矿	−9	
		安山玄武岩	黄铜矿	−4.6	
		安山玄武岩	黄铜矿	−10.6	
		安山玄武岩	黄铜矿	−0.1	
		角砾熔岩	黄铁矿	−6.4	
		角砾熔岩	斑铜矿	−4.6	
109					
	109-12	角砾状矿石	斑铜矿	4.4	本文
	109-14	角砾状矿石	斑铜矿	3.6	
	109-23	浸染状矿石	黄铜矿	3.4	
	109-24	浸染状矿石	黄铜矿	4.2	
	109-26	浸染状矿石	黄铜矿	3.9	
	109-27	细脉-浸染状矿石	斑铜矿	3.6	
	109-28	细脉-浸染状矿石	斑铜矿	4.1	
	109-31	细脉-浸染状矿石	斑铜矿	3.4	

38.084~39.052, 极差为 0.968。群吉铜矿床硫化物²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值为 17.363~21.325, 极差为 3.962; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 值为 15.393~15.697, 极差为 0.304; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值为 37.421~40.579, 极差为 3.158。109 铜矿床内硫化物的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值为 17.199~18.641, 极差为 1.442; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 值为 15.435~15.553, 极差为 0.118; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值为 37.521~38.585, 极差为 1.064。由此可见, 中-低温热液脉型铜矿床的铅同位素比值变化范围小, 而次火山岩型铜矿床中与酸性次火山岩有关的矿床的铅同位素比值变化范围较大。

5 讨论

5.1 成矿物质来源

中-低温热液脉型铜矿床方解石的碳同位素接近幔源碳的范围, 而次火山岩型铜矿床的 $\delta^{13}\text{C}$ 值高于地幔 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 接近海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。2 种类型铜矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均具有岩浆或深部地壳流体的特点(郑永飞, 2001)。在 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 相关图(图 4)中, 次火山岩型铜矿床的投影点主要呈正斜率的线性分布, $\delta^{18}\text{O}$ 值向增高方向漂移, 形成这种分布型式可能有 2 种原因: ① CO_2 去气作用; ② 水-岩反应(郑永飞, 2001; 毛景文等, 2002)。如果该类型矿床的碳、氧同位素的分布形式是由 CO_2 的去气作用所导致, 那么, 流体中碳同位素组成的变化应该很明显, 而氧同位素组成则变化不大(郑永飞, 2001), 所形成的方解石的碳同位素组成也应变化明显。这与本文的测试结果显然不符。由于次火山岩型铜矿床内方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 且大于有机质的碳同位素组成, 故可排除有机质碳为成矿流体提供了主要碳的可能性(刘家军等, 2004)。因此, 深源流体与含碳酸盐岩地层的水-岩反应就可能是造成该类型铜矿床内方解石碳、氧同位素组成的主要原因。该类型铜矿床主要分布于研究区的中部和南部, 与之毗邻的是上石炭统伊什基里克组含碳酸盐岩地层, 因此, 来自深源的火山热液在运移过程中可能溶解了部分周围的碳酸盐岩地层, 从而为成矿流体提供了部分碳。

中-低温热液脉型铜矿床的投影点与次火山岩型矿床相似, 大体呈正相关分布, 但相对集中, 仅一个点偏离了总体趋势(图 4), 说明该类型矿床与次火山岩型矿床可能具有相似的碳来源, 但存在一定差

表 4 阿吾拉勒成矿带西段铜矿床矿石铅同位素比值及参数
Table 4 Lead isotope composition and parameters of sulfides and host rock from copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt

矿床	样号	样品名称	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	t/Ma	μ	ω	Th/U	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$	数据来源
穷布拉克	QBLK33	辉铜矿	18.043	15.503	37.576	315	9.31	34.04	3.54	58.22	12.07	13.29	本文
	QBLK48	方铅矿	18.152	15.595	38.136	348	9.48	36.64	3.74	64.61	18.08	28.39	
		黄铜矿	18.099	15.529	37.931	306	9.36	35.46	3.67	61.50	13.77	22.86	
		黄铜矿	18.179	15.495	37.876	205	9.28	34.5	3.6	66.19	11.55	21.38	
		辉铜矿	18.160	15.521	38.029	252	9.34	35.46	3.67	65.08	13.25	25.50	
		辉铜矿	18.077	15.494	37.820	279	9.29	34.80	3.63	60.21	11.48	19.87	
奴拉赛		辉铜矿	18.058	15.487	37.799	284	9.28	34.75	3.62	59.10	11.03	19.30	莫江平等(1997)
		辉铜矿	18.096	15.501	37.844	274	9.30	34.86	3.63	61.33	11.94	20.52	
		方铅矿	18.068	15.501	37.855	294	9.31	35.05	3.64	59.68	11.94	20.81	
		方铅矿	18.066	15.495	37.826	289	9.29	34.89	3.63	59.57	11.55	20.03	
		斑铜矿	18.351	15.599	38.147	209	9.47	35.64	3.64	76.28	18.34	28.69	
		石英钠长斑岩	18.356	15.545	38.132	137	9.36	35.06	3.63	76.58	14.81	28.28	
群吉	NLS111	石英钠长斑岩	18.475	15.541	38.198	44	9.34	34.67	3.59	83.55	14.55	30.06	本文
	NLS61	玄武岩	18.106	15.518	37.925	288	9.34	35.30	3.66	65.94	13.30	24.93	
	NLS119	玄武岩	18.155	15.526	37.945	262	9.35	35.19	3.64	68.82	13.82	25.47	
	NLS6	黄铁矿	18.061	15.512	37.868	313	9.33	35.25	3.66	59.27	12.66	21.16	
	NLS8	白铁矿	18.081	15.531	37.925	322	9.36	35.55	3.68	60.45	13.90	22.70	
	NLS12	辉铜矿	18.090	15.547	37.980	335	9.40	35.88	3.69	60.97	14.94	24.18	
群吉	NLS15	辉铜矿	18.061	15.531	37.932	336	9.37	35.69	3.69	59.27	13.90	22.89	本文
	NLS29	黄铁矿	18.078	15.546	37.970	342	9.39	35.90	3.70	60.27	14.88	23.91	
	NLS32	辉铜矿	18.144	15.648	38.319	416	9.59	37.97	3.83	64.14	21.54	33.32	
	ZBQJ-19	斑铜矿	17.363	15.393	37.421	680	9.19	36.20	3.81	53.10	7.41	28.25	
	ZBQJ-20	斑铜矿	21.325	15.697	40.579	-1000	10.62	36.77	3.35	228.75	23.69	82.95	
	ZBQJ-21	黄铁矿	18.453	15.546	38.332	67	9.35	35.37	3.66	8.25	14.10	25.83	
群吉萨依	ZBQJ-27	流纹斑岩	18.937	15.559	38.713	-283	9.34	34.52	3.58	91.15	14.69	33.16	本文
	QJS101	斑铜矿	18.574	15.702	39.052	175	9.65	39.08	3.92	89.36	25.06	53.09	
	QJS102	斑铜矿	18.126	15.575	38.084	343	9.45	36.38	3.73	63.09	16.77	26.99	
	QJS103	斑铜矿	18.238	15.733	38.580	448	9.75	39.36	3.91	69.65	27.09	40.36	
	QJS117	玄武安山玢岩	18.391	15.528	38.198	90	9.32	34.99	3.63	78.63	13.70	30.06	
	QJS118	玄武安山玢岩	18.856	15.554	38.708	-228	9.34	34.85	3.61	105.90	15.40	43.81	
109	109-13	流纹斑岩	19.709	15.589	39.666	-853	9.35	34.54	3.58	135.64	16.65	58.59	本文
	109-15(Y)	粗面岩	18.468	15.545	38.398	54	9.35	35.54	3.68	68.18	13.99	27.06	
	109-17(Y)	粗面岩	17.914	15.591	38.198	513	9.51	38.25	3.89	72.09	19.25	41.92	
	109-26	黄铜矿	17.199	15.435	37.521	844	9.30	38.12	3.97	57.51	11.45	38.60	
	109-27	斑铜矿	18.641	15.553	38.585	-65	9.35	35.45	3.67	74.10	14.30	29.74	
	109-31	斑铜矿	18.193	15.528	38.050	236	9.35	35.44	3.67	66.16	13.65	25.60	

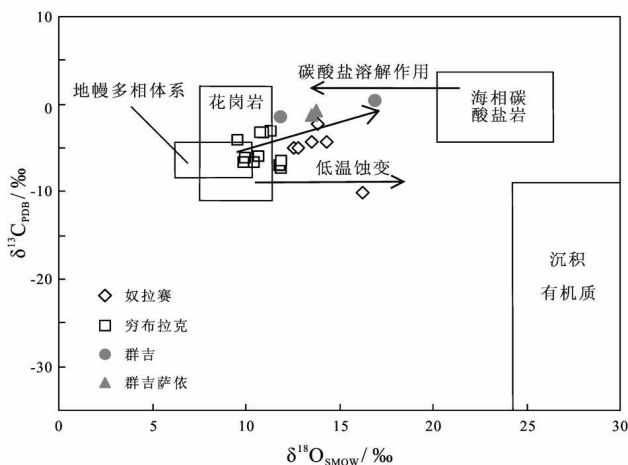


图4 阿吾拉勒成矿带西段铜矿床方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 关系图解(底图据刘家军等, 2004 修编)

Fig. 4 $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ diagram of calcite from copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt (modified after Liu et al., 2004)

异。其投影点主要位于和靠近深部来源区, 离海相碳酸盐岩区较远, 说明碳酸盐岩溶解所提供的碳的作用不如次火山岩型那样明显, 这与中-低温热液脉型矿床的围岩地层以陆相粗碎屑沉积为主的地质特征相符。奴拉赛和穷布拉克铜矿床的流体包裹体研究表明, 流体未发生过沸腾作用, 成矿流体为火山热液与演化大气降水的混合(赵军等, 2012; 张贺等, 2012)。因此, 两种流体的混合作用可能是导致上述现象的主要原因(徐启东等, 2003)。根据奴拉赛和穷布拉克铜矿床流体包裹体测温数据, 利用热力学平衡分馏方程(郑永飞等, 2000), 将其方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值换算成流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(表2), 可以看出, 有2个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(4.25‰和8.18‰)接近正常岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 指示出成矿热液主要为岩浆期后热液并混有少量地表水, 而其余5个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(0.16‰~2.41‰)更接近于零, 显然有更多的地表水加入了成矿热液。此外, 从图4还可看出, 方解石的低温蚀变作用也可能对这2种类型矿床的碳、氧同位素组成产生了一定影响。

Ohmoto(1972)指出, 热液矿床中硫化物的硫同位素组成是成矿溶液中总硫同位素组成、氧逸度 $f(\text{O}_2)$ 、pH 值、离子强度和温度的函数。因此, 热液成因硫化物的硫同位素组成, 不仅取决于其源区物质的 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 也与成矿流体演化的物理化学条件有关。阿吾拉勒铜矿带西段次火山岩型铜矿床内硫化

物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围很小(图3a), 其矿石矿物组合均为中-低温金属硫化物, 方解石和石英等脉石矿物很少, 围岩蚀变非常弱, 不具有多期多阶段成矿的特点, 说明其成矿流体较为单一, 未经过复杂的演化过程。而且, 不同硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值完全一致, 说明硫化物沉淀时未发生过较强的分馏作用。因此, 对于次火山岩型铜矿床来说, 硫化物的硫同位素组成就能代表热液的总硫同位素组成, 即109铜矿床为深部岩浆源, 群吉萨依和群吉矿床为地幔源(Hoefs, 2009)。

阿吾拉勒铜矿带西段中-低温热液脉型铜矿床内硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大且较分散, 不具有塔式分布的特征(图3b), 说明其硫同位素发生了较强的分馏作用。该类型矿床的金属硫化物组合较次火山岩型矿床复杂, 脉石矿物方解石大量发育, 奴拉赛铜矿床内还发育较多的重晶石, 围岩蚀变矿物以低温的碳酸盐、绿泥石为主, 多期多阶段成矿的特征明显。所以, 其硫化物的硫同位素组成就不能代表热液的总硫同位素组成。该类型矿床的流体包裹体研究表明, 成矿流体为火山热液与演化大气水混合形成(莫江平等, 1996; 赵军等, 2012; 张贺等, 2012), 说明其硫具有多源性, 硫既可能来自深部的火山热液, 也可能来自沉积地层, 并且在不同来源硫发生混合之前, 硫同位素已经发生了不同程度的分馏作用。在成矿作用发生时, 该区为裂谷环境, 构造体系较为开放, 大本模式就很难用于解释此类铜矿床的硫同位素来源和分馏过程。

另外, 奴拉赛铜矿床内硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围比穷布拉克铜矿床要大, 可能与该矿床发育较多重晶石有关。重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(13.9‰~17‰)虽然与二叠纪时期的海相硫酸盐较为一致(Seal et al., 2000), 但是, 区域上普遍缺乏海相和湖相硫酸盐地层。因此, 重晶石可能是由火山热液中的 SO_2 发生歧化反应或 H_2S 在氧化环境中反应所形成(Rye, 2005; Oppenheimer et al., 2011)。从成矿早阶段到晚阶段, 硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值逐渐增大, 而重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值则具有变小的趋势, 这可能与热液中氧化硫与还原硫的比例变化有关(Zheng et al., 1993)。初始阶段, 成矿热液中 SO_4^{2-} 含量大于 H_2S 含量, 故形成较多的重晶石, 且随着重晶石的沉淀, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值会因热液中 SO_4^{2-} 与 H_2S 的比例发生变化而逐渐减小; 而随后的硫化物沉淀则与之相反, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值会逐渐增大(郑永飞, 2001)。此外, 辉铜矿和斑铜矿的较高硫

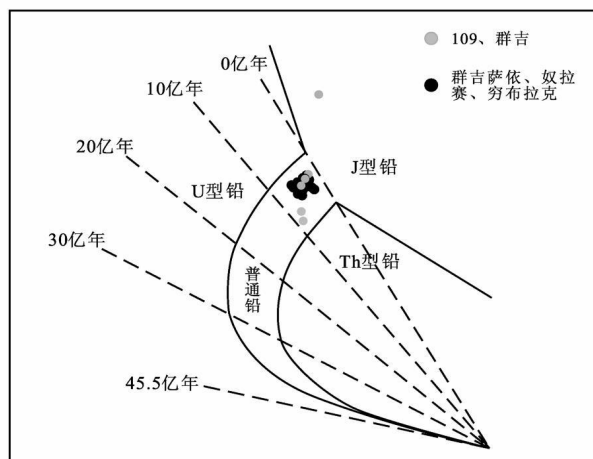


图5 阿吾拉勒成矿带西段铜矿床矿石铅同位素卡农演化图解(底图据 Cannon et al., 1961)

Fig. 5 Cannon evolution model showing ore lead isotope of copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt (base map after Cannon et al., 1961)

同位素组成还可能与重晶石的热化学还原作用有关(Ohmoto et al., 1979; Seal, 2006)。不过,笔者曾在奴拉赛矿区发现过含沥青的转石,所以,也不排除有机质对重晶石的还原作用。

在卡农铅同位素演化图解(图5)(Cannon et al., 1961)中,奴拉赛、穷布拉克和群吉萨依铜矿床的矿石铅投影点分布非常集中,且均位于普通铅的范围内,加之铅同位素比值的极差较小,其模式年龄大多与地质背景相符,因此为正常铅(Faure et al., 2005)。109和群吉铜矿床的矿石铅投影点大多位于普通铅的范围内,有一个样品落在J型铅的区域,各样品投影点很分散,且线性关系很好,近似呈一条直线。而且,铅同位素比值的极差较大,其模式年龄与地质背景不吻合甚至为负值,表明这2个铜矿床的矿石铅为含有较多放射性成因铅的异常铅,与前人的研究结果相一致(莫江平等, 1996)。

由表4可见,所有样品的 μ 值和Th/U比值都相对较低,说明所有铜矿床矿石的普通铅均以地幔和下地壳源为主(Kamona et al., 1999)。在Zartman等(1981)提出的铅构造模式图(图6)中,绝大多数矿石铅投影点都落在造山带与地幔之间,且显示出向地幔方向集中的趋势,表明成矿物质主要来源于地幔或下地壳,落在造山带线附近的样品可能代表了深源与浅源的混合(Stacey et al., 1983)。其中,中-低温热液脉型铜矿床的矿石铅以地幔铅占主导,部

分受到了地壳铅的混染,导致这种现象的原因可能是成矿流体与围岩进行了充分的反应,萃取了围岩中的部分金属物质(Caron et al., 1997; Bouse et al., 1999; Anderson et al., 2002; Chiaradia, 2004)。矿石铅与基性火山岩围岩铅的特征相似,与酸性侵入岩则存在一定差别,反映出其物源与火山活动有关。群吉萨依铜矿床的矿石铅则明显为壳幔混合铅,地壳混染作用强(Puig, 1988; Townley et al., 2001),与围岩玄武安山玢岩的分析结果差别较大。109和群吉铜矿床的矿石铅均位于造山带线下方,来源较单一,主要为地幔和(或)下地壳源,但富含放射性成因铅。其矿石硫化物与赋矿酸性次火山岩的投影点分布特征相同,且酸性次火山岩也富含放射性成因铅,表明这2个矿床的成矿物质来源与赋矿次火山岩紧密相关(张乾等, 2000)。

在矿石铅同位素的 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解(图7)(朱炳泉等, 1998)中,所有样品的投影点主要落在地幔源区和壳幔混合源区,与构造模式图(图6)的结果一致。而且,大多数样品都比较靠近造山带区,反映了该区的成矿物质来源与碰撞造山后的构造演化可能存在密切关系。

为了获悉109和群吉铜矿床矿石铅中放射性成因铅的来源,笔者将这2个矿床矿石铅的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值投影在Stacey-Kramers两阶段铅演化图解(图8)中。根据异常铅线方程和Stacey等(1975)两阶段铅演化曲线方程,计算得出P点的模式年龄为1 635.96 Ma。该年龄代表了铅脱离Stacey-Kramers第二阶段正常铅储库的时间,也就是正常铅组分从源区母体中分离出来的时间。设定区域成矿年龄为242 Ma(李华芹等, 1998),按照连续增长模式计算得到放射性成因铅的源区年龄为686.14 Ma(模式年龄的计算过程略)。

该异常铅的模式年龄(1 635.96 Ma)与伊犁地块内的中元古代结晶基底的形成年龄(1609 ± 40) Ma(李继磊等, 2009)非常一致,表明伊犁地块大陆地壳基底的形成是造成109和群吉铜矿床矿石中异常铅脱离源区的主要原因。而本文计算得出的放射性成因铅的形成年龄(686.14 Ma)与西天山地区普遍的变质作用事件(600~900 Ma)(Zheng et al., 2006; 陈义兵等, 1999; 2000; 胡霏琴等, 2001)相一致,说明从新元古代中期开始,变质基底岩石中的铀和钍逐步衰变,形成的放射性成因混染铅加入到正常铅中,直到242 Ma左右成矿作用发生时最终保留

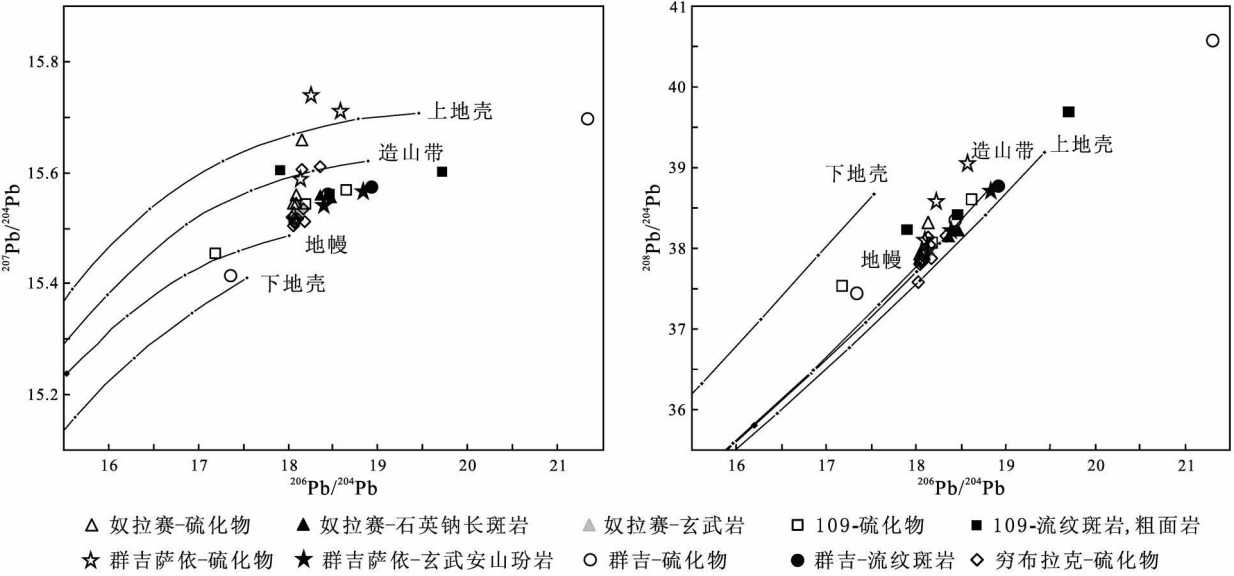


图 6 阿吾拉勒成矿带西段铜矿床矿石和围岩铅同位素 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 构造模式图解
(底图据 Zartman et al., 1981)

Fig. 6 Plumbotectonics model of lead isotope from copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt
(base map after Zartman et al., 1981)

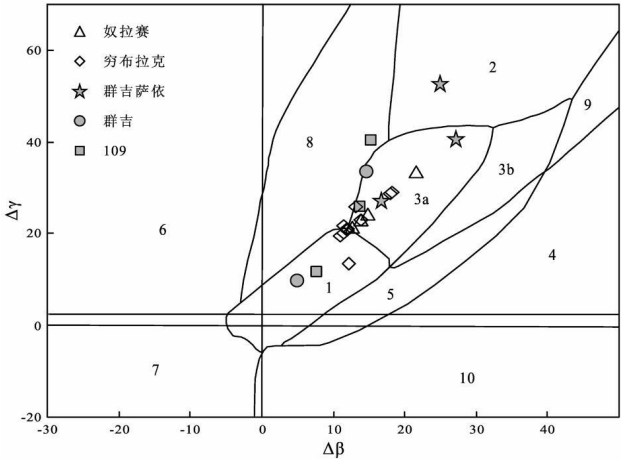


图 7 阿吾拉勒成矿带西段铜矿床矿石铅同位素的
 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解(据朱炳泉等, 1998)
1—地幔源铅; 2—上地壳源铅; 3—上地壳与地幔混合的俯冲铅
(3a. 岩浆作用; 3b. 沉积作用); 4—化学沉积型铅; 5—海底热水
作用铅; 6—中-深变质作用铅; 7—深部下地壳铅; 8—造山带铅;
9—古老页岩上地壳铅; 10—退变质铅

Fig. 7 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ diagram of genetic classification of ore lead isotopes from copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt (after Zhu et al., 1998)
1—Mantle lead; 2—Supracrustal lead; 3—Subducted lead from mixing of supracrustal and mantle lead (3a. Magmatism; 3b. Sedimentation); 4—Chemical deposit lead; 5—Submarine hydrothermal lead; 6—Medium to deep metamorphism lead; 7—Deep metamorphic lower crust lead; 8—Orogenic belt lead; 9—Ancient shale upper crust lead; 10—Retrograde metamorphic lead

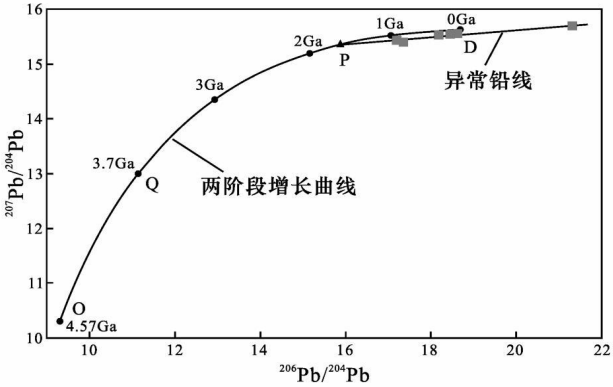


图 8 阿吾拉勒成矿带西段 109 和群吉铜矿床异常铅演化图(底图据 Stacey et al., 1975)

Fig. 8 Evolutionary map of anomalous Pb from 109 and Qunji copper deposits in western Awulale Mountain metallogenic belt (base map after Stacey et al., 1975)

在硫化物中(Doe et al, 1979; Anderson et al., 2000; Harkins et al, 2008)。

109 和群吉铜矿床赋矿次火山岩的铅同位素组成与硫化物一致, 均为富含放射性成因铅的异常铅, 这不仅说明两者具有同源性, 而且表明两矿区酸性次火山岩的形成还可能与前寒武系变质基底的重熔有关, 这种现象在与伊犁古裂谷同时代的挪威奥

陆(Oslo)裂谷也存在(Neumann et al., 1988; Anderson et al., 2000)。

5.2 成矿环境探讨

阿吾拉勒地区在石炭纪末—二叠纪时期为陆内裂谷环境(姜常义等, 1995; 车自成等, 1996; 朱永峰等, 2004; 李永军等, 2010)。阿吾拉勒山西段现今的构造格架继承和保留了石炭纪—二叠纪伊犁古裂谷的构造格局, 地层组合不仅具有大陆裂谷环境的典型特征, 而且其空间分布明显受裂谷演化的控制。但是, 对于裂谷演化与区域铜矿之间是否存在一定的联系、铜矿的形成是否受裂谷环境的控制等问题, 前人未曾进行过深入研究。

本文的铅同位素测试结果表明: 阿吾拉勒成矿带西段的不同类型铜矿床, 其成矿物质来源与特定的火山岩关系密切, 具有同源性。同时, 各矿床的碳、硫同位素组成存在南北差异, 这种差异与该区二叠纪火山岩地层的岩性、岩石地球化学特征的南北差异具有相似性。另外, 各铜矿床的赋矿岩石尽管存在明显差别, 但均以下二叠统陆相火山岩为主, 且赋矿(次)火山岩的Cu含量均远远高于同类岩石的平均值, 说明这2种类型铜矿床的物质来源均与赋矿(次)火山岩紧密相关。

成矿物质来源的南北差异与赋矿地层和岩性组合的不同有很好的对应关系, 反映出南北成矿环境存在明显不同。根据同位素研究结果, 成矿物质与赋矿火山岩同源, 说明有2种可能性: ①成矿物质主要来源于赋矿火山岩, 即赋矿火山岩为矿源层。由于该区的陆相(次)火山岩为伊犁古裂谷演化的产物, 区域地层从南到北逐渐变新, 酸性(次)火山岩整体上早于中-基性火山岩, 说明在裂谷演化过程中, 该区从南到北整体处于从早到晚的演化趋势, 反映了裂谷发展从早到晚, 断裂带和岩浆活动从浅到深的演化过程(姜常义等, 1992; 1995)。因此, 在南北不同位置, 构造体系具有不同的开放程度, 从而形成了不同的火山岩地层及构造环境, 在区域成矿作用发生时, 这些火山岩地层为成矿提供了主要的物质来源, 从而形成了南北具不同特征的矿床。这说明了成矿与裂谷演化具有空间一致性。区域矿产分布、矿床宏观特征及本文的同位素研究结果均印证了这一事实。②成矿物质与赋矿火山岩为同一时空体系下的产物, 即成矿作用与成岩作用在裂谷演化的不同阶段近于同时发生, 也就是说, 成矿与裂谷演化不仅具有空间一致性, 还具有时间一致性。这

种可能性虽然能很方便地解释本文的硫同位素测试结果的南北变化, 但由于目前尚缺乏精确的成岩和成矿年龄数据, 这种可能性还仅仅是一种推测。

在西阿吾拉勒地区, 于中二叠世以后裂谷活动逐渐消亡, 整体进入了阶段性抬升-剥蚀、广泛接受河湖相沉积的构造演化阶段, 仅局部发育小规模火山活动(姜常义等, 1995)。该区的铜矿集中分布于下二叠统火山岩地层, 在无火山岩出露的中-上二叠统沉积地层中, 虽然有少量规模较小的铜矿产出, 但其物质来源仍与下二叠统火山岩有关, 如穷布拉克I号矿体。因此, 由裂谷作用导致的陆相火山活动是阿吾拉勒成矿带西段诸铜矿床产生的主要原因, 火山活动为成矿提供了主要的物质来源和热源。

6 结 论

(1) 阿吾拉勒成矿带西段的2种类型铜矿床具有明显不同的成矿物质来源: 次火山岩型铜矿床的成矿物质来源较为单一, 以地幔或壳幔混合源为主; 中-低温热液脉型铜矿床的成矿物质具有多源性, 但以地幔源为主。

(2) 从南到北, 西阿吾拉勒铜矿带的铜矿类型从次火山岩型过渡为中-低温热液脉型, 两者的成矿物质来源的差异与赋矿地层和岩性有很好的对应关系, 这与该区二叠纪裂谷演化所导致的南北成矿环境的差异紧密相关, 即区域成矿与二叠纪裂谷演化具有空间一致性。由裂谷演化导致的陆相火山活动为铜矿的形成提供了矿源层。矿源层的差异和火山活动的强弱决定了在裂谷带南北不同部位形成了不同类型特征的铜矿床。

志 谢 野外考察得到了新疆维吾尔自治区国家305项目办公室、新疆维吾尔自治区有色集团703地质队及各矿山有关领导和同仁的大力支持。室内研究得到了中国科学院地质与地球物理研究所稳定同位素实验室和核工业北京地质研究院测试研究中心的帮助, 在此一并感谢!

参考文献/References

- 车自成, 刘 良, 刘洪福, 罗金海. 1996. 论伊犁古裂谷[J]. 岩石学报, 12(8): 478-490.
陈义兵, 胡露琴, 张国新, 张前锋. 1999. 西天山前寒武纪天窗片麻岩的锆石U-Pb年龄及Nd-Sr同位素特征[J]. 地球化学, 28

- (6): 515-520.
- 陈义兵, 胡霏琴, 张国新, 张前锋. 2000. 西南天山前寒武纪基底时代和特征: 锆石 U-Pb 年龄和 Nd-Sr 同位素组成[J]. 岩石学报, 16(1): 91-98.
- 耿文辉, 饶玉学, 姚金炎. 2004. 中国东部次火山岩型铜银多金属矿床找矿评价标志[J]. 地质与勘探, 40(3): 1-4.
- 胡霏琴, 张国新, 陈义兵, 张前锋. 2001. 新疆大陆基底分区模式和主要地质事件的划分[J]. 新疆地质, 19(1): 12-19.
- 姜常义, 吴文奎, 谢广成, 李伍平. 1992. 阿吾拉勒山西段二叠纪火山岩组合与构造环境分析[J]. 西安地质学院学报, 14(4): 1-8.
- 姜常义, 吴文奎, 张学仁, 崔尚森. 1995. 从岛弧向裂谷的变迁——来自阿吾拉勒地区火山岩的证据[J]. 岩石矿物学杂志, 14(4): 289-300.
- 李华芹, 谢才富, 常海亮. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学[M]. 北京: 地质出版社. 195-201.
- 李继磊, 苏文, 张喜, 刘新. 2009. 西天山阿吾拉勒西段麻粒岩相片麻岩锆石 Cameca U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质通报, 28(12): 1852-1862.
- 李永军, 李注苍, 佟丽莉, 高占华, 佟黎明. 2010. 论天山古洋盆关闭的地质时限[J]. 岩石学报, 26(10): 2905-2912.
- 刘家军, 何明勤, 李志明, 刘玉平, 李朝阳, 张乾, 杨伟光, 杨爱平. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. 矿床地质, 23(1): 1-10.
- 罗勇, 廖思平, 杨武斌, 单强, 周昌平. 2011. 阿吾拉勒山琼布拉克铜矿床流体包裹体及碳氧同位素研究[J]. 矿床地质, 30(3): 547-556.
- 毛景文, 赫英, 丁悌平. 2002. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧氢同位素证据[J]. 矿床地质, 21(2): 121-128.
- 莫江平, 黄明扬, 覃龙芳, 卢汉堤. 1996. 新疆阿吾拉勒陆相火山岩型铜矿成矿研究[J]. 矿产与地质, 10(4): 26-31.
- 莫江平, 蔡宏渊. 1997. 新疆穷布拉克铜矿床成矿模式[J]. 矿产与地质, 11(1): 26-31.
- 任秉琛, 郭介人. 2004. 西天山阿吾拉勒二叠纪陆相长英质火山岩铜银矿床模式[J]. 西北地质, 37(3): 51-55.
- 宋志瑞, 肖晓林, 罗春林, 吴明仁, 凌联海, 程春华. 2005. 新疆伊宁盆地尼勒克地区二叠纪地层研究新进展[J]. 新疆地质, 23(4): 334-338.
- 徐启东, 李建威. 2003. 云南兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体流动与矿化分带—流体包裹体和稳定同位素依据[J]. 矿床地质, 22(4): 365-376.
- 姚金炎. 1993. 新疆阿吾拉勒山西段陆相火山岩地区铜矿地质特征[J]. 有色金属矿产与勘查, 2(5): 277-283.
- 赵军, 张作衡, 张贺, 刘敏, 朱维娜. 2012. 新疆阿吾拉勒山西段穷布拉克铜矿床流体包裹体和碳氧硫同位素研究[J]. 中国地质, 39(5): 1345-1358.
- 赵振华, 白正华, 熊小林, 梅厚钧, 王一先. 2003. 西天山北部古生代火山—浅侵入岩岩浆⁴⁰Ar/³⁹Ar 同位素定年[J]. 地球化学, 32(4): 317-327.
- 赵振华, 王强, 熊小林, 张海祥, 牛贺才, 许继峰, 白正华, 乔玉楼. 2006. 新疆北部的两类埃达克岩[J]. 岩石学报, 22(5): 1249-1265.
- 张贺, 刘敏, 赵军, 朱维娜. 2012. 新疆阿吾拉勒山奴拉赛铜矿流体包裹体和稳定同位素研究[J]. 矿床地质, 31(5): 1087-1100.
- 张乾, 潘家永, 邵树勋. 2000. 中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释[J]. 地球化学, 29(3): 231-238.
- 张作衡, 王志良, 左国朝. 2008. 新疆西天山地质构造演化及铜金多金属矿床成矿环境[M]. 北京: 地质出版社. 1-14.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 50-54.
- 郑永飞. 2001. 稳定同位素体系理论模式及其矿床地球化学应用[J]. 矿床地质, 20(1): 57-71.
- 朱永峰, 何国琦. 2004. 西南天山大块构造框架与早石炭世火山活动[A]. 中国新疆天山地质与矿产论文集[C]. 北京: 地质出版社. 29-39.
- 朱炳泉, 李献华, 戴谟. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社. 216-230.
- 左国朝, 张作衡, 王志良, 刘敏, 王龙生. 2008. 新疆西天山地区构造单元划分、地层系统及其构造演化[J]. 地质论评, 54(6): 748-767.
- Anderson T and Knudsen T L. 2000. Crustal contaminants in the Permian Oslo Rift, South Norway: Constraints from Precambrian geochemistry[J]. Lithos, 53: 247-264.
- Anderson B R and Gemmell J B. 2002. Lead isotope evolution of mineral deposits in the Proterozoic Throssell group, western Australia[J]. Econ. Geol., 97: 897-911.
- Bouse R M, Ruiz J R and Titley S R. 1999. Lead isotope compositions of Late Cretaceous and Early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: Implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits[J]. Econ. Geol., 94: 211-244.
- Cannon R S, Pierce A P, Antweiler J C and Buck K L. 1961. The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis[J]. Econ. Geol., 56: 1-38.
- Caron C, Lancelot J, Omenetto P and Orgeval J J. 1997. Roles of the Sardinian tectonic phase in the metallogenesis of SW Sardinia (Iglesiente): Lead isotope evidence[J]. European Journal of Mineralogy, 9: 1005-1016.
- Chianadia M. 2004. Metal sources in mineral deposits and crustal rocks of Ecuador (1° N-4° S): A lead isotope synthesis[J]. Econ. Geol., 99: 1085-1106.
- Doe B R, Steven T A, Delevaux M H, Stacey J S, Lipman P W and Fisher F S. 1979. Genesis of ore deposits in the San Juan volcanic field, southwestern Colorado: Lead isotope evidence[J]. Econ. Geol., 74: 1-26.
- Faure G and Mensing T M. 2005. Isotopes: Principles and applications (the third edition)[M]. New York: John Wiley & Sons. 256-283.
- Gao J, Long L L, Klemd R, Qing Q, Liu D Y, Xiong X M, Su W, Liu W, Wang Y T and Yang F Q. 2009. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: Geochemical and age constraints of granitoid rocks[J]. International Journal of Earth Science, 98(6): 1221-1238.

- Harkins S A and Appold M S. 2008. Lead isotope constraints on the origin of nonsulfide zinc and sulfide zinc-lead deposits in the flinders ranges south Australia[J]. *Econ. Geol.*, 103: 353-364.
- Hoefs J. 2009. Stable isotope geochemistry[M]. Berlin: Springer-Verlag. 48-53.
- Kamona A F, Lévesque J, Fridrich G and Haack U. 1999. Lead isotopes of the carbonate hosted Kabwe, Tsumeb and Kipushi Pb-Zn-Cu sulphide deposits in relation to Pan African orogenesis in the Damarran-Lufilian Fold Belt of Central Africa[J]. *Mineralium Deposita*, 34: 273-283.
- Neumann E R, Tilton G R and Tuen E. 1988. Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of the Oslo rift igneous province, southeast Norway [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 1997-2007.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 67: 551-578.
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon[A]. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[M]. New York: John Wiley and Sons. 509-567.
- Oppenheimer C, Scaillet B and Martin R S. 2011. Sulfur degassing from volcanoes: Source conditions, surveillance, plume chemistry and Earth system impacts[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 73: 363-421.
- Puig A. 1988. Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes[J]. *Econ. Geol.*, 83: 843-858.
- Rye R O. 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems[J]. *Chemical Geology*, 215: 5-36.
- Seal R R, Alpers C N and Rye R O. 2000. Stable isotope systematics of sulfate minerals[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 40 (1): 541-602.
- Seal R R. 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61: 633-677.
- Stacey J S and Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model[J]. *Earth and Planet Science Letters*, 26(2): 207-221.
- Stacey J S and Hedlund D C. 1983. Lead isotopic compositions of diverse igneous rocks and ore deposits from southwestern New Mexico and their implications for early Proterozoic crustal evolution in the western United States[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 43-57.
- Townley B K and Godwin C I. 2001. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Aysen Region, southern Chile[J]. *Mineralium Deposita*, 36: 45-57.
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, Wyman D A, Bao Z W, Bai Z H and Qiao Y L. 2008. Underplating-related adakites in Xinjiang Tianshan, China[J]. *Lithos*, 102: 374-391.
- Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, Zhang M, Liou J G and Pearson N. 2006. Granulite xenoliths and their zircons, Tuoyun, NW China: Insights into southwestern Tianshan lower crust[J]. *Precambrian Research*, 145: 159-181.
- Zheng Y F and Hoefs J. 1993. Effects of mineral precipitation on the sulfur isotope composition of hydrothermal solutions[J]. *Chemical Geology*, 105: 259-269.