

中甸红山矽卡岩铜矿稳定同位素特征及其对成矿过程的指示*

王守旭^{1,2} 张兴春^{1**} 冷成彪^{1,2} 秦朝建¹ 王外全³ 赵茂春⁴

WANG ShouXu^{1,2}, ZHANG XingChun^{1**}, LENG ChengBiao^{1,2}, QIN ChaoJian¹, WANG WaiQuan³ and ZHAO MaoChun⁴

1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039

3. 云南省地质调查院矿产调查所, 大理 671000

4. 云南省地质调查院大理矿产所, 大理 671000

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

3. Branch of Mineral Resources Investigation, Yunnan Geological Survey, Dali 671000, China

4. Dali Branch of Mineral Resources, Yunnan Institute of Geological Exploration, Dali 671000, China

2008-01-12 收稿, 2008-03-03 改回.

Wang SX, Zhang XC, Leng CB, Qin CJ, Wang WQ and Zhao MC. 2008. Stable isotopic compositions of the Hongshan skarn copper deposit in the Zhongdian area and its implication for the copper mineralization process. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 480-488

Abstract The Hongshan Cu deposit is located in the Zhongdian area which lies on the southern part of the Yidun island arc. It is a medium sized skarn copper deposit formed during the westward subduction of the Ganzi-Litang oceanic basin in Late Triassic. Generally, the skarn bodies are copper orebodies or copper mineralized bodies occurred in stratoid, bedded, veining and lentoid forms mainly in the contact between marble and hornfels with minor in hornfels. No direct contact between the skarn and intrusive bodies has been observed. The stable isotopic compositions of various kinds of minerals including garnet, magnetite, pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, calcite, which were formed in different stages, and marble have been analyzed respectively. The results indicate that the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values of the garnet, major mineral component of the skarn, are varied from 6.2‰ to 8.3‰, indicating the oxygen isotopic compositions of skarn could inherited those of the concealed porphyry body. The oxygen isotopic compositions of magnetite have been used to calculate the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values of the ore-forming fluid at magnetitization stage. They are 13.1 ~ 14.7‰ at assumed temperature of 400°C or 12.5 ~ 14.1‰ at assumed temperature of 500°C respectively. This indicates that the $\delta^{18}\text{O}$ -enriched CO_2 was dissolved into the ore-forming fluid. The $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ values of sulfides, varying from 4.45‰ to 6.20‰, indicate that the sulfur of the sulfides in the deposit is from a highly homogeneous source, with very weak sulfur isotopic fractionation in the process of sulfide crystallization and precipitation in the ore-forming fluid. Thus, it is suggested that the $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ value of the ore-forming fluid of the main ore-stage is $5.6 \pm 0.6\%$. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ value of 2.0 ~ 2.2‰ and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ value of 24.0 ~ 24.8‰ for the marble in the deposit indicate that the marble was re-crystallized from the oceanic carbonate. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ value of -2.4 ~ 1.7‰ and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ value of 16.3 ~ 22.4‰ for the calcite vein formed in the late ore-stage indicate that the carbon and oxygen of calcite vein are mainly sourced from the marble. In general, it is suggested that the Hongshan skarn could be formed in the lithological transition zone between the clastic rocks and carbonate with the crystallization of a SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO-rich secondary magma which was formed through the assimilation of carbonate by the underneath porphyry magma. It is also believed that the ore-forming materials and the ore-forming fluid of the skarn mineralization in the Hongshan deposit are congenetic to those of the porphyry copper mineralization underneath.

Key words Stable isotope; Hongshan skarn copper deposit; Zhongdian

* 国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412605)、国家自然科学基金(40372049)和中科院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-125)资助。

第一作者简介: 王守旭, 男, 1979年生, 博士研究生, 从事矿床地球化学研究, E-mail: wsx361@163.com

** 通讯作者: 张兴春, 男, 博士, 专业方向: 矿床地质及地球化学, E-mail: zhangxingchun@vip.gyig.ac.cn

摘要 红山铜矿床位于三江地区义敦岛弧南端的中甸弧,是在晚三叠世甘孜-理塘洋盆向西俯冲过程中形成的一个中型规模的砂卡岩矿床。通常,砂卡岩体就是铜矿体或铜矿化体,主要呈似层状、层状、脉状及透镜体状产于大理岩与角岩接触带或局部在角岩中,未见其与侵入岩直接接触。通过对不同成矿阶段所形成的石榴石、磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、方解石等典型矿物以及大理岩的稳定同位素特征研究,发现砂卡岩的最主要组成矿物石榴石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 范围为6.2~8.3‰,反映了砂卡岩可能直接继承隐伏斑岩体的氧同位素组成。根据磁铁矿的氧同位素组成(5.5~7.1‰)所计算的磁铁矿化阶段成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为13.1~14.7‰(400℃)或12.5~14.1‰(500℃),暗示有富集 $\delta^{18}\text{O}$ 的 CO_2 溶入到成矿流体中。硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 范围4.45~6.20‰,说明矿床具有高度均一的硫源,并且在硫化物的结晶沉淀过程中,流体中硫同位素分馏很弱。由此推测主成矿期成矿流体的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 为 $5.6 \pm 0.6\text{‰}$ 。矿床中的大理岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为2.0~2.2‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为24.0~24.8‰,说明大理岩是由海相碳酸盐岩经重结晶作用而成。成矿晚期阶段形成的方解石脉的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 范围是-2.4~1.7‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 范围是16.3~22.4‰,表明其C和O主要来源于大理岩。总之,我们推测红山砂卡岩很可能主要是由中酸性岩浆浅成侵位时局部同化碳酸盐围岩所形成的一种富含钙质成分的次生岩浆就位于碎屑岩与碳酸盐岩之间的构造薄弱带冷凝固结而成,砂卡岩型矿化与深部斑岩型矿化具有共同的成矿物质和成矿流体来源。

关键词 稳定同位素;红山砂卡岩铜矿;中甸

中图法分类号 P597.2; P618.41

1 引言

中甸地区是我国具有巨大找矿前景的区域,目前已发现矿床或矿点计30余处,总体构成了包括斑岩矿床、砂卡岩矿床和低温热液矿床等多种矿床类型的铜多金属成矿带。例如,普朗、雪鸡坪、春都、浪泥塘、卓玛、松诺等属于斑岩型铜多金属矿床,红山、浪都、高赤坪等则属于砂卡岩型铜多金属矿床^①。此外,与中甸毗邻的德钦县羊拉地区近年来亦发现一处大型砂卡岩铜多金属矿床,其外围仍有巨大的找矿潜力(李光军,1997;曲晓明等,2004)。

传统观点认为,砂卡岩是由中酸性侵入岩与碳酸盐岩通过接触交代作用所形成的一套钙/镁质硅酸盐矿物组合。但众多的实例表明,砂卡岩及砂卡岩型矿床具有多种成因(常印佛等,1991; Larsen, 1991; 翟裕生等,1992; Zhai *et al.*, 1996; 吴言昌等,1996, 1998; 赵一鸣,2002; Chang *et al.*, 2004; Zhou *et al.*, 2007)。例如,长江中下游地区的砂卡岩及砂卡岩型矿床除接触交代成因外,尚有岩浆贯入结晶作用、接触热变质作用等成因(吴言昌等,1998)。红山砂卡岩的产出状态明显不同于接触交代成因的砂卡岩。例如,砂卡岩和角岩通常相间排列,与地层产状基本一致;未见砂卡岩与侵入岩直接接触,常见其与大理岩直接接触;大理岩中极少见到砂卡岩化矿物,砂卡岩中却常见大理岩捕虏体(杨岳清等,2002; 侯增谦等,2003; 徐兴旺等,2006)。因而,需要从一种新的角度去认识红山砂卡岩铜矿床的成岩、成矿过程。本文拟通过对其中不同成矿阶段所形成的石榴石、磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、方解石等典型矿物以及大理岩进行稳定同位素特征研究,并结合矿床地质特征,以期追溯红山砂卡岩铜矿床可能的成岩、成矿过程,并为进一步研究和探讨中甸地区乃至整个滇西北的砂卡岩成矿作用提供一定的依据。

2 区域地质背景

红山砂卡岩铜矿床位于云南省香格里拉县(中甸)东北的格咱乡。大地构造位置处于义敦岛弧南端的中甸弧,其东部和南部是甘孜-理塘结合带,西部是近SN向展布的乡城-格咱深大断裂。中甸地区出露地层主要为三叠系,其下、中统为碎屑岩夹碳酸盐岩、硅质岩,上统为巨厚的复理石砂板岩夹火山岩、碳酸盐岩。区内断裂构造发育,NW向断裂规模较大,发育较早,与区域主构造线方向一致,多属逆断层;NE向断裂规模较小,发育较晚,常错开NW向断裂。区内广泛发育印支期斑岩体,岩体分布明显受控于NW向断裂,与铜多金属成矿关系密切^①。

中甸地区在晚二叠世和早三叠世处于甘孜-理塘洋盆西侧的被动陆缘;晚三叠世,甘孜-理塘洋盆向西俯冲,中甸褶皱带东缘由被动陆边缘转为活动陆缘;晚三叠世末,甘孜-理塘洋盆闭合,经短暂的残留海发育阶段,最后碰撞造山(张世涛和冯庆来,2000; 杨岳清等,2002; 黄建国和张留清,2005; 尹光侯等,2005)。这一构造体制的完成,奠定了中甸地区从三叠纪末至今的基本构造格局。

3 矿床地质特征

红山矿区出露地层主要为上三叠统曲嘎寺组二、三段(T_3q^{2-3})和图姆沟组二段(T_3t^2),总体为一单斜构造,倾向240°,倾角60~80°(图1)。红山砂卡岩铜矿即赋存于曲嘎寺组二段地层中,其地质特征表现为宽厚的角岩带和大理岩带(局部为砂卡岩体),伴随不同程度的热液蚀变和铜多金属

① 云南省地质调查院. 2004. 云南中甸地区矿产资源评价. 2004年地质工作设计

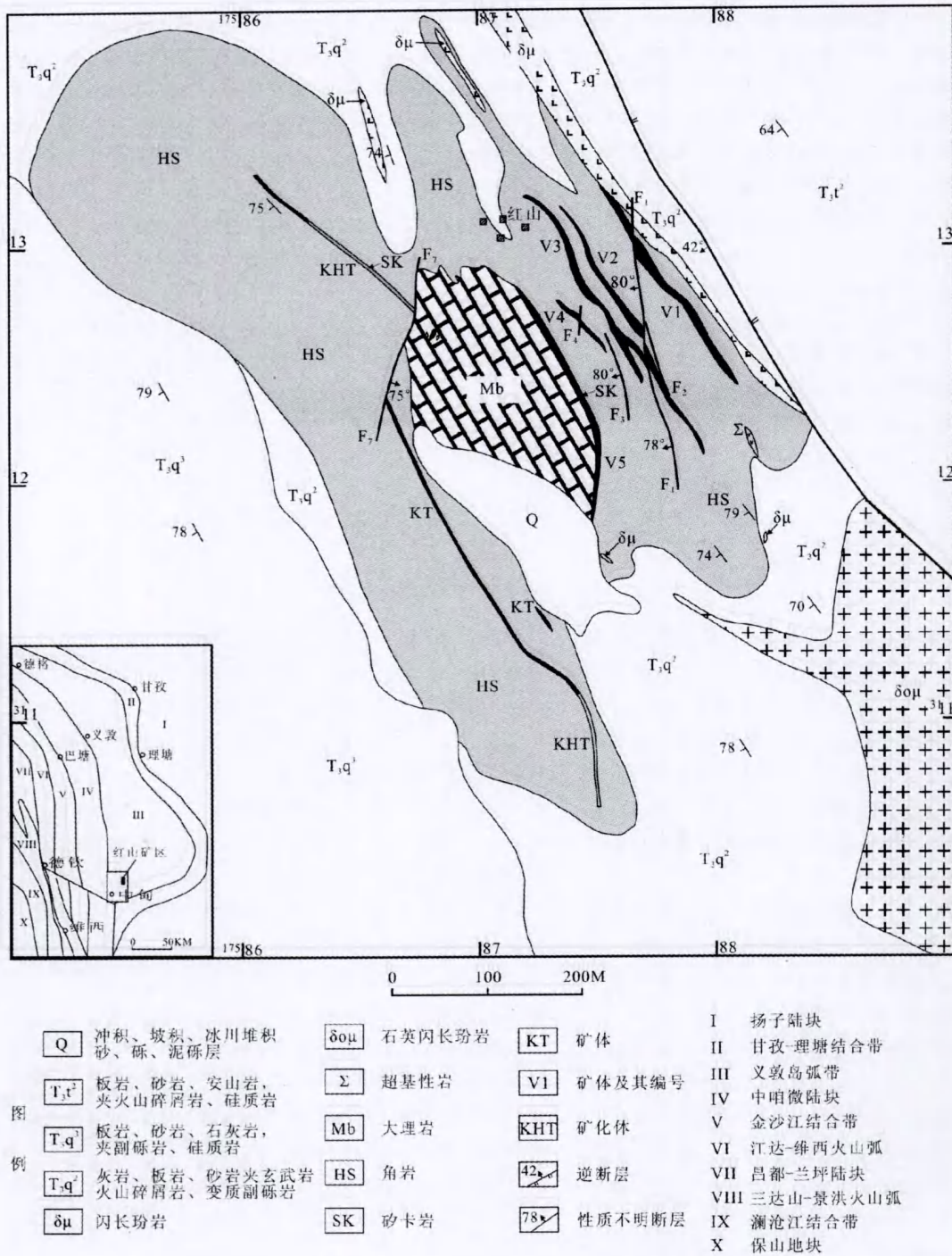


图1 中甸红山砂卡岩铜矿床及外围地质图〔据云南省地质调查院(2004)^①修改,坐标为北京坐标系〕

Fig. 1 A geological sketch of the Hongshan skarn copper deposit (modified from data of Yunnan Geological Survey, 2004^①)

矿化现象。侵入岩为零星出露的印支期闪长玢岩岩脉和石英二长斑岩岩株。岩体的全岩 Rb-Sr 模式年龄为 214Ma (云南省地质矿产局, 1990)。矿区北部约 150m 深处发现有隐伏石英二长斑岩-花岗岩岩枝, 其形态与规模没有完全控制, 可能为深部隐伏大岩体之岩枝。砂卡岩主要沿大理岩接触带分布, 或直接产出出于角岩体中, 以发育大量的石榴石为主

要特征。砂卡岩接触的围岩不同, 其矿物组合亦有所差别: 当其与角岩接触时, 主要为透辉石钙铝榴石砂卡岩; 当其与大理岩接触时, 主要为钙铁榴石砂卡岩和次透辉石钙铁榴石砂卡岩 (侯增谦等, 2003)。铜多金属矿化主要发生于砂卡岩体内, 矿体或矿化体一般呈似层状、层状、脉状及透镜体状, 近于平行展布, 产状与赋存地层基本一致。此外, 角岩中亦

常见沿裂隙发育的细脉状或网脉状铜钼矿化现象。勘探资料显示,隐伏石英二长斑岩-花岗斑岩岩枝呈细脉浸染状铜钼矿化,其外接触带矽卡岩则全层铜矿化。目前探明铜储量 23.19 万吨,共生铅锌储量 2.53 万吨,伴生钼储量 7787 吨^①。

矿石构造主要有浸染状构造、斑点状构造、块状构造、脉状构造及条带状构造等;矿石结构主要有粒状结构、交代结构、固溶体分解结构和海绵陨铁结构。根据矿物共生组合关系,矿石可大致分为如下几类:透辉石-石榴石矽卡岩型铜矿石;阳起石化次透辉石-石榴石矽卡岩型铜矿石;磁铁矿-钙铁榴石矽卡岩型铜铁矿石;阳起石化角岩型铜矿石;大理岩型多金属矿石。此外,尚有隐伏的斑岩型铜钼矿石。前人对上述矿石类型已作过详细论述(杨岳清等,2002;侯增谦等,2003),在此不再赘述。

红山矽卡岩铜矿的矿物共生组合关系说明其成矿过程具有显著的多阶段特征,总体上,成矿作用可分为 4 个阶段:

① 矽卡岩阶段:生成矿物主要有石榴石、辉石、斜长石,另有少量硅灰石、符山石、方柱石等。石榴石多呈黄褐色-褐色,主要为钙铝榴石和钙铁榴石,是矽卡岩中最丰富的造岩矿物,通常可占矽卡岩体的 60%~80%,主要呈菱形十二面体或四角三八面体的自形-半自形粒状结构,粒径一般小于 5mm,部分可达 10mm 以上,常具环带结构(图 2A, E)。辉石是矽卡岩中次为发育的脉石矿物,主要是透辉石,其次是次透辉石,其自形程度明显低于石榴石,主要以粒状集合体形式产出。斜长石主要属中长石,多呈半自形-自形晶分布于透辉石晶粒之间,二者基本同时结晶(侯增谦等,2003)。

② 氧化物阶段:生成矿物主要为磁铁矿,次为白钨矿。磁铁矿主要以致密块状或浸染状产出,常交代石榴石,多呈它形粒状,粒径一般为 0.2~0.4mm,部分可达 1mm,常与磁黄铁矿、黄铜矿等硫化物共生(图 2B, E)^①(常开永,2006)。

③ 石英-硫化物阶段:这是铜多金属矿化的主成矿期,先后有辉钼矿-磁黄铁矿-黄铁矿-黄铜矿矿化和黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-方铅矿矿化。生成矿物主要为黄铜矿、黄铁矿、

磁黄铁矿,次为闪锌矿、方铅矿、辉钼矿、斑铜矿、黝铜矿等。磁黄铁矿在钙铁榴石占优势的矿石中分布最多,常常构成硫化物的主体,多呈它形粒状,粒径一般为 0.2~0.8mm,在硫化物中结晶时间最早,因此常被其它硫化物交代。黄铁矿是矿床中分布最广的金属矿物,多以不规则团块、浸染状或脉状产出(图 2F),呈自形-半自形-它形粒状,粒径一般为 0.1~0.8mm,部分可达 2mm,自形晶黄铁矿一般呈立方体,少数呈五角十二面体。黄铜矿是铜的最主要载体矿物,主要以浸染状、斑点状或脉状产出,多呈半自形-它形粒状,常常交代磁铁矿、磁黄铁矿和黄铁矿,说明其生成时间相对较晚。闪锌矿主要以不规则团块、浸染状或脉状产出,多呈黑褐色,说明其含 Fe 量较高(图 2C)。方铅矿的产出形式与闪锌矿类似,铅灰色,多呈立方体状,粒径一般为 0.2~0.5mm,少数可达 5~10mm(图 2C)。闪锌矿和方铅矿常交代或包围黄铜矿、黄铁矿,说明其生成时间最晚(侯增谦等,2003;常开永,2006)。

④ 方解石-硫化物阶段:以广泛出现方解石为特征,标志着矽卡岩成矿作用已基本结束。硫化物主要为磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和方铅矿,常叠加在早阶段形成的矿物之上,或者呈方解石-石英-硫化物脉产出于大理岩中,形成大理岩型多金属矿石(图 2D)。

4 分析方法

碳和氧的同位素组成测试工作均在中国地质科学院国土资源部同位素地质重点实验室完成,硫同位素组成测试工作在国土资源部中南矿产资源监督测试中心完成,测试仪器均为 MAT-251 型质谱仪,分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。

石榴石和磁铁矿的氧同位素组成测试,首先将样品在真空和高温条件下与 BrF_3 反应生成氧气,氧气再与碳棒反应生成 CO_2 ;然后将 CO_2 在 MAT-251 型质谱仪上测定氧同位素组成,相对标准分别为 V-SMOW。

大理岩和方解石的碳氧同位素组成测试,首先在 25℃ 条件下,使样品与 100% 磷酸发生反应,然后将反应生成的 CO_2 在 MAT251 型质谱仪上测定碳、氧同位素组成,C 和 O 的相对标准分别为 V-PDB 和 V-SMOW。

硫化物的硫同位素组成测试,首先将硫化物样品以 Cu_2O 作氧化剂制备 SO_2 ,然后将 SO_2 在 MAT251 型质谱仪上测定硫同位素组成,相对标准为 V-CDT。

5 氧、碳同位素

5.1 石榴石和磁铁矿的氧同位素特征

透辉石-石榴石矽卡岩型铜矿石是红山铜矿床的最主要矿石类型,本次分析样品即采自于其中的石榴石。由于石榴石是造岩矿物中稳定性最好和氧扩散速率最慢的矿物之一,正常的热液蚀变难以改变其氧同位素组成(吴元保等,2005),

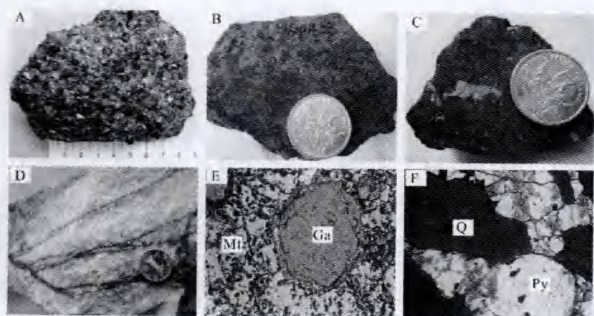


图2 红山矽卡岩铜矿床部分矿石结构特征

A-自形-半自形粒状石榴石; B-致密块状黄铜矿-磁黄铁矿-磁铁矿矿石; C-磁黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿-方铅矿矿石; D-含磁黄铁矿细脉的大理岩; E-磁铁矿包裹石榴石(氧化物阶段, $\times 5$); F-黄铁矿与石英共生(石英-硫化物阶段, $\times 5$)

Fig. 2 Some ore types of the Hongshan skarn copper deposit

表1 红山砂卡岩铜矿床石榴石和磁铁矿氧同位素组成

Table 1 Oxygen isotopic compositions of garnet and magnetite from the Hongshan skarn copper deposit

| 样品号 | 矿物 | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ | 样品号 | 矿物 | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ |
|---------|-----|-------------------------------------|---------|-----|-------------------------------------|
| HS04 | 石榴石 | 8.3 | HS04-19 | 石榴石 | 6.7 |
| HS04-10 | 石榴石 | 7.1 | HS04-20 | 石榴石 | 7.7 |
| HS04-11 | 石榴石 | 6.2 | HS04-30 | 石榴石 | 6.2 |
| HS04-14 | 石榴石 | 6.7 | HS04-15 | 磁铁矿 | 7.1 |
| HS04-17 | 石榴石 | 6.9 | HS04-31 | 磁铁矿 | 5.5 |

因而石榴石的氧同位素组成可以有效指示其结晶介质的氧同位素组成。由表1可知,8件石榴石的氧同位素组成分布集中, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 的变化范围为6.2~8.3‰,平均值为6.98‰,基本符合正常花岗岩类的氧同位素组成范围($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$: 6.0~10.0‰,郑永飞和陈江峰,2000),暗示其矿物氧主要来自于中酸性岩浆。

砂卡岩型卡矿床的磁铁矿通常有2种成因:①从成矿流体中结晶;②直接从岩浆中结晶。因而,不同成因的磁铁矿,其氧同位素组成所指示的地质意义亦有所不同。如前所述,红山铜矿床的磁铁矿主要呈浸染状和致密块状产出,常与磁黄铁矿、黄铜矿等硫化物等共生(图2B),这种产出特征说明磁铁矿主要是从成矿流体中结晶沉淀的。由于目前尚无红山铜矿床的磁铁矿结晶温度资料,只能根据砂卡岩型矿床磁铁矿的一般结晶温度(400~500℃)来估算成矿流体的氧同位素组成。根据郑永飞和陈江峰(2000)的磁铁矿-水体系氧同位素平衡分馏方程:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{Mn-H}_2\text{O}} = 2.88 \times 10^6 / T^2 - 11.36 \times 10^3 / T + 2.89$$

(0~1200℃, T为绝对温度)

可求得氧化物阶段成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为13.1~14.7‰(400℃)或12.5~14.1‰(500℃)。

5.2 大理岩和方解石脉的碳、氧同位素特征

4件白色纯净大理岩样品来自于发育有脉状硫化物的大理岩围岩,其碳、氧同位素组成非常稳定, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 范围为2.0~2.2‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 范围为24.0~24.8‰(表2)。这种C、O同位素组成特征基本符合典型海相碳酸盐岩的C、O同位素组成范围($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$: $0 \pm 2\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$: 20~26‰),说明大理岩系由海相碳酸盐岩(上三叠统曲嘎寺组碳酸盐岩)经重结晶作用而成,并且指示了海相碳酸盐岩在重结晶过程中,其C、O同位素组成基本没有发生改变。

5件脉状方解石样品来自于大理岩中的方解石或方解石-硫化物脉,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 范围是-2.4‰~1.7‰,平均值为-0.5‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 范围是16.3‰~22.4‰,平均值为19.1‰。通常,热液矿床中碳酸盐矿物的C、O同位素组成,可以反映在其结晶沉淀时的物化条件下成矿流体中 CO_2 的

碳同位素组成和 H_2O 的氧同位素组成(刘建明等,2003)。由于目前没有红山铜矿的方解石脉的结晶温度资料,我们只能根据侯增谦等(2003)所发表的石英中气液包裹体均一温度数据(175~275℃, $N=15$)和闪锌矿-方铅矿硫同位素平衡温度(383℃, 详见下文),估计方解石脉的结晶温度范围应该不会超过150~350℃。根据郑永飞和陈江峰(2000)的 CO_2 -方解石体系碳同位素平衡分馏方程:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{CO}_2-\text{Cal}} = 0.65 \times 10^9 / T^3 - 6.49 \times 10^6 / T^2 + 12.53 \times 10^3 / T - 3.43 \quad (0 \sim 1200^\circ\text{C})$$

方解石-水体系氧同位素平衡分馏方程:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{Cal-H}_2\text{O}} = 4.01 \times 10^6 / T^2 - 4.66 \times 10^3 / T + 1.71 \quad (0 \sim 1200^\circ\text{C})$$

可求得红山铜矿之方解石-硫化物阶段成矿流体在150℃条件下, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 范围为-3.9‰~0.2‰(平均为-2.0‰), $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 范围为3.2‰~9.3‰(平均为6.0‰);在350℃条件下, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 范围为0.2‰~4.3‰(平均为2.1‰), $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 范围为11.7‰~17.8‰(平均为14.6‰)。成矿流体的碳同位素组成基本符合海相碳酸盐岩的碳同位素组成范围,暗示形成脉状方解石的碳酸根离子主要来源于海相碳酸盐岩。结合矿床地质特征,我们认为上三叠统曲嘎寺组碳酸盐围岩可能通过溶解和脱碳酸盐化作用释放出 CO_2 而进入成矿流体中。

表2 红山砂卡岩铜矿床大理岩与脉状方解石的碳、氧同位素组成

Table 2 Carbon and oxygen isotopic compositions of marble and calcite vein from the Hongshan skarn copper deposit

| 样品号 | 矿物 | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$ |
|---------|-----|---|--|
| HS04-35 | 大理岩 | 2.2 | 24.0 |
| HS04-36 | 大理岩 | 2.2 | 24.3 |
| HS04-37 | 大理岩 | 2.2 | 24.4 |
| HS04-39 | 大理岩 | 2.0 | 24.7 |
| | 平均值 | 2.2 | 24.4 |
| HS04 | 方解石 | 0.5 | 21.6 |
| HS04-4 | 方解石 | -1.4 | 16.3 |
| HS04-9 | 方解石 | -2.4 | 17.0 |
| HS04-35 | 方解石 | 1.7 | 22.4 |
| HS04-36 | 方解石 | -1.0 | 18.4 |
| | 平均值 | -0.5 | 19.1 |

6 硫同位素

硫元素是形成砂卡岩铜矿床的重要矿化剂,硫同位素亦是探讨成矿物质来源的一种有效手段。为了探讨红山砂卡岩铜矿床成矿物质的来源,我们选择了黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿等16件金属矿物进行了硫同位素分析。由表3可知,红山砂卡岩铜矿床金属矿物的硫同位素组成主要有以下特征:

表3 红山矽卡岩铜矿床硫化物硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotopic compositions of sulfide separates from the Hongshan skarn copper deposit

| 样品号 | 矿物 | $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ | 样品号 | 矿物 | $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ |
|---------|-----|------------------------------------|---------|------|------------------------------------|
| HS04-12 | 黄铜矿 | 5.09 | HS04-27 | 黄铁矿 | 5.34 |
| HS04-16 | 黄铜矿 | 5.02 | HS04-28 | 黄铁矿 | 5.89 |
| HS04-17 | 黄铜矿 | 5.70 | HS04-36 | 黄铁矿 | 6.20 |
| HS04-18 | 黄铜矿 | 4.93 | 平均 | | 5.56 |
| HS04-23 | 黄铜矿 | 5.02 | HS04-10 | 磁黄铁矿 | 5.60 |
| 平均 | | 5.15 | HS04-20 | 磁黄铁矿 | 5.56 |
| HS04-13 | 黄铁矿 | 5.22 | HS04-36 | 磁黄铁矿 | 5.36 |
| HS04-21 | 黄铁矿 | 5.29 | 平均 | | 5.51 |
| HS04-30 | 黄铁矿 | 5.44 | HS04-8 | 闪锌矿 | 6.17 |
| | | | HS04-8 | 方铅矿 | 4.45 |

① 硫化物的硫同位素组成非常稳定, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = 4.45\% \sim 6.20\%$, 平均值为 5.39% , 极差为 1.75% , 说明矿床具有高度均一的硫源, 并且在硫化物的结晶沉淀过程中, 没有引起成矿流体中硫同位素的强烈分馏。

② 相对早期结晶的硫化物中, 由黄铜矿 \rightarrow 磁黄铁矿 \rightarrow 黄铁矿, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值依次增大, 与硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 富集顺序一致(郑永飞和陈江峰, 2000), 说明在早期硫化物沉淀过程中硫同位素分馏基本达到平衡。

③ 一件闪锌矿和一件方铅矿样品为石英-硫化物阶段相对晚期结晶的矿物, 二者亦处于硫同位素平衡状态。闪锌矿呈黑色, 与方铅矿共生, 均以不规则团块产出。通常, 黑色闪锌矿指示其含铁量较高, 可达 $7\% \sim 13\%$, 并且含铁量的高低与其形成温度成正比, 同时相对富集 ^{34}S (刘铁庚等, 1994)。侯增谦等(2003)利用电子探针分析了红山铜矿床透辉石型矿石和石英-硫化物型矿石中的 2 件闪锌矿的化学成分, 其含铁量为 $9.70 \sim 10.37\%$, 属于铁闪锌矿范畴 [$w(\text{Fe}) > 8\%$]。实验证明, 当闪锌矿与黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿共生时, 其含铜量一般小于 0.5% , 且与形成温度存在如下函数关系(Wiggins *et al.*, 1980):

$$\lg \text{Cu}(\%) = 1.732 - 1576/T$$

上述 2 件闪锌矿的含铜量分别为 0.25% 和 0.04% , 据此计算得到的闪锌矿形成温度分别为 402°C 和 503°C 。本次测试的闪锌矿亦显示了较高的 $\delta^{34}\text{S}$ 特征。根据 Smith *et al.* (1977) 的闪锌矿-方铅矿体系硫同位素平衡分馏方程:

$$10^3 \ln \alpha = 0.74 \times 10^6 / T^2 \quad (150 \sim 600^\circ\text{C})$$

获得闪锌矿-方铅矿硫同位素平衡温度为 383°C 。

确定成矿流体的总硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$)是应用硫同位素方法探讨成矿物质来源的主要依据。通常, 单矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 并不等同于成矿流体的总硫同位素组成, 但也可以根据矿床的矿物共生组合关系大致估计成矿流体的硫同位素组成。红山矽卡岩铜矿床的最稳定硫化物是黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿, 这种组合特征说明主成矿期成矿流体为还原性, 其 $\text{pH} > 6$, 含硫种类以 H_2S 为主(郑永飞和陈江峰, 2000)。一般

而言, 上述特征暗示硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$, 特别是黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 可近似代表成矿流体的总硫同位素组成(Ohmoto, 1972; 郑永飞和陈江峰, 2000)。因而, 我们推测红山铜矿床主成矿期成矿流体的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 为 $5.6 \pm 0.6\%$ 。

7 成矿作用分析

矽卡岩型矿床是铜、铁、铅、锌、钨、锡、钼等金属矿产的重要来源之一。通常认为, 矽卡岩是由中酸性侵入岩与碳酸盐岩通过接触交代作用所形成的一套钙/镁质硅酸盐矿物组合。目前, 关于红山矽卡岩的成因还没有确切的观点。野外观察表明, 红山矽卡岩和角岩通常相间排列, 与地层产状基本一致; 地表未见矽卡岩与侵入岩直接接触, 却可见矽卡岩与大理岩直接接触, 二者界线明确, 不存在后期断裂; 大理岩中极少见到矽卡岩化矿物, 矽卡岩中却常见大理岩捕虏体。上述矿床地质特征很难用侵入岩与碳酸盐岩的接触交代作用解释。侯增谦等(2003)据此推断红山矽卡岩主要由不纯碳酸盐岩经热液蚀变而成。如果该推论成立, 则红山矽卡岩的原岩应为大理岩, 故矽卡岩的最主要组成矿物石榴石的 O 同位素组成应该明显表现出大理岩(实测值: $24.0\% \sim 24.8\%$)与岩浆流体(正常岩浆水: $5.5\% \sim 9.5\%$, 魏菊英和王关玉, 1988)的混合特征。然而, 石榴石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 仅为 $6.2\% \sim 8.3\%$, 明显符合正常花岗岩类的氧同位素组成范围, 可能反映了矽卡岩主要继承隐伏斑岩体的氧同位素组成特征。因此, 热液蚀变作用不是红山矽卡岩的主要成因。翟裕生等(1992)在研究长江中下游的一些脉状矽卡岩时亦曾指出, 这类脉状矽卡岩不是由气液交代作用形成的, 而可能是由某种岩浆熔体冷凝结晶而成。

赵斌和朱成明(1993)用天然闪长岩和石灰岩作原始配料进行模拟实验, 在 $400 \sim 800\text{MPa}$ 的压力条件下, 岩浆由 $1000 \sim 1350^\circ\text{C}$ 降至 $700 \sim 800^\circ\text{C}$ 时, 实验产物有石榴石、单斜辉石等矽卡岩矿物生成, 从而认为矽卡岩由岩浆直接结晶而成是可能的。国内学者对长江中下游地区的矽卡岩型矿床进行了大量的包裹体研究, 发现有些矽卡岩中存在岩浆包裹体和岩浆-流体包裹体, 其均一温度可高达 $700 \sim 1300^\circ\text{C}$ (翟裕生等, 1992; 张淑贞和凌其聪, 1993; 赵斌等, 1995, 2002; 赵劲松和 Newberry, 1996; 凌其聪和程惠兰, 1998; 赵劲松等, 2000, 2003), 从而证明岩浆成因矽卡岩是客观存在的。我们在显微镜下亦发现红山矽卡岩的透辉石和斜长石中发育有岩浆包裹体和岩浆-流体包裹体(图 3A-B), 说明矽卡岩矿物可能是从岩浆中直接结晶而成; 此外, 石榴石中还发育有透辉石、磷灰石等捕虏矿物, 这些矿物多呈浑圆状或水滴状(图 3C-D), 亦表明其形成于岩浆状态。我们还发现, 一些浸染状矿石具有明显的自形-半自形石榴石堆积特征(图 2A), 说明石榴石是在自由空间中生长, 且在重力作用和岩浆对流作用下运移和堆积。勘探资料进一步证实, 矿区北部深处存在隐伏的石英二长斑岩-花岗斑岩岩枝, 其形态与

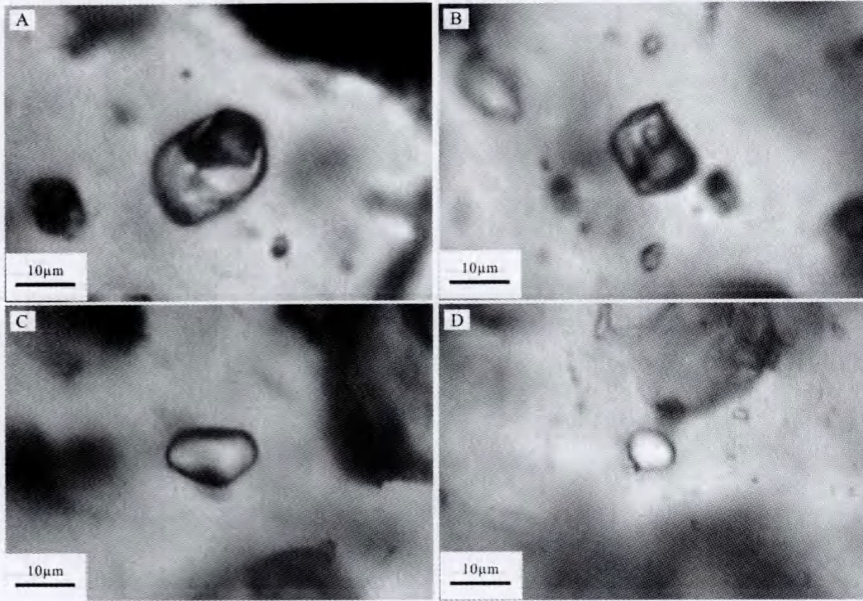


图3 岩浆包裹体和捕虏矿物照片
A-B: 透辉石中的岩浆包裹体; C-D: 石榴石中的透辉石捕虏晶
Fig. 3 Micrograph of melt inclusions and xenocrysts

规模没有完全控制,可能为深部隐伏大岩体之岩枝。隐伏斑岩枝全岩铜铅矿化,其外接触带矽卡岩全层铜矿化^①。根据上述现象,我们推测红山矽卡岩很可能主要是由中酸性岩浆浅成侵位时局部同化碳酸盐围岩所形成的一种富含 SiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、CaO 成分的次生岩浆就位于碎屑岩与碳酸盐岩之间的构造薄弱带冷凝凝固而成,矽卡岩型矿化与深部斑岩型矿化具有共同的成矿物质和成矿流体来源。

一般情况下,红山矿区的矽卡岩体就是铜矿体或铜矿化体,说明矽卡岩矿床的成岩与成矿作用是一个连续过程,二者不会存在较大的时差。换言之,在石榴石矽卡岩体基本定位后,成矿系统处于相对封闭的构造空间内,富含 Cu、Fe 等金属元素的成矿流体即弥散在矽卡岩体的内部空隙和周围空间中。前已述及,根据磁铁矿的氧同位素组成所计算的氧化物阶段成矿流体的 δ¹⁸O_{SMOW} 为 13.1‰ ~ 14.7‰ (400℃) 或 12.5‰ ~ 14.1‰ (500℃)。成矿流体的这种氧同位素组成特征暗示有某种富 δ¹⁸O 的成分加入到岩浆流体中。结合红山矽卡岩的成因,我们推测成矿流体 δ¹⁸O 的提高,主要是由于碳酸盐岩被中酸性岩浆同化时所释放的 CO₂ 溶入到岩浆流体中所引起的。氧化物阶段之后, SiO₂ 不再与 Ca、Fe、Al 等组分结合成矽卡岩矿物,而是独立地形成石英,黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿等金属矿物亦大量结晶沉淀,成矿作用进入石英-硫化物阶段。如前所述,红山矽卡岩铜矿床主成矿期成矿流体的 δ³⁴S_{SS} 为 5.6 ± 0.6‰,这种高度均一的硫同位素特征说明矿床具有单一的硫源,即岩浆硫,而没有或很少有碳酸盐围岩硫的加入。因而,成矿流体主要形成于中酸性岩浆局部同化碳酸盐岩之前。

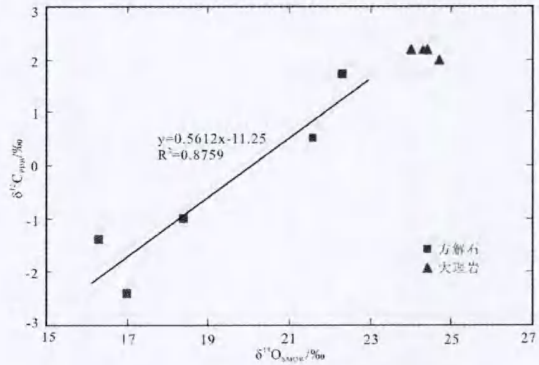


图4 大理岩和方解石脉的碳、氧同位素组成
Fig. 4 The δ¹³C_{PDB}-δ¹⁸O_{SMOW} diagram of marble and calcite vein

图4显示,成矿晚期阶段形成的脉状方解石的 δ¹³C 与 δ¹⁸O 基本呈正相关性。郑永飞和陈江峰(2000)指出,这种正相关性主要与如下2种机制有关: ① CO₂ 去气作用; ② 流体-围岩相互作用。这两种机制都要求流体处于开放体系,并且流体中的溶解碳主要以 H₂CO₃ 形式存在。由于脉状方解石采自于大理岩围岩,因而,相对高温的流体与相对低温的围岩可能通过离子交换、同位素交换及氧化还原等反应,致使流体的 pH 值升高,方解石达到过饱和并结晶沉淀。这种成因的方解石往往具有相对较陡的 δ¹³C-δ¹⁸O 趋势线(郑永飞和陈江峰,2000)。图4中的 δ¹³C-δ¹⁸O 趋势线斜率为 0.56,基本与此吻合,暗示脉状方解石的沉淀可能主要与流体-围岩相互作用有关。又如前所述,碳酸盐岩被中酸性岩浆同化时所释放的 CO₂ 溶入到岩浆流体中,必然导致流体富

含 CO_2 。而矿床广泛发育的石英-硫化物脉状矿石, 则说明成矿系统在主成矿期发生破裂。因此, CO_2 去气作用是必然存在的。我们在显微镜下发现含石英英脉中发育有含 CO_2 相包裹体, 则进一步证明了此点。含 CO_2 相包裹体多呈椭圆状、负晶形, 孤立状或群状分布, 长轴一般为 $4 \sim 8 \mu\text{m}$, 部分可达 $12 \mu\text{m}$ 以上, 其气相成分主要为 CO_2 , 其次为 CH_4 。主成矿期的 CO_2 去气作用, 必然引起成矿流体的 pH 值升高, 同时伴随温度、压力的降低, 引起金属络合物的分解和硫化物溶解度的降低, 有助于沉淀成矿(朱训等, 1983; Simmons and Christenson, 1994; Lowenstern, 2001)。

8 结论

(1) 根据红山矽卡岩铜矿的矿物共生组合关系, 成矿作用可分为矽卡岩阶段、氧化物阶段、石英-硫化物阶段和方解石-硫化物阶段。

(2) 矽卡岩阶段所形成的石榴子石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $6.2\text{‰} \sim 8.3\text{‰}$, 氧化物阶段所形成的磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $5.5\text{‰} \sim 7.1\text{‰}$ 。金属硫化物(黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿等)的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 范围 $4.45\text{‰} \sim 6.20\text{‰}$, 说明矿床的硫源主要为岩浆硫。

(3) 矿床中大理岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 $2.0\text{‰} \sim 2.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $24.0\text{‰} \sim 24.8\text{‰}$, 说明大理岩是由海相碳酸盐岩经重结晶作用而成。成矿晚期阶段形成的方解石脉的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 范围是 $-2.4\text{‰} \sim 1.7\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 范围是 $16.3\text{‰} \sim 22.4\text{‰}$, 表明其 C 和 O 均主要来源于大理岩围岩。

(4) 推测红山矽卡岩主要是由中酸性岩浆浅成侵入时局部同化碳酸盐围岩所形成的一种富含钙质成分的次生岩浆就位于碎屑岩与碳酸盐岩之间的构造薄弱带冷凝固结而成, 矽卡岩型矿化与深部斑岩型矿化具有共同的成矿物质和成矿流体来源。

致谢 野外工作期间得到了云南地勘局第三地质大队杨朝志、张世权、谭康华、范玉华等同志的指导和帮助, 成文过程中与四川省遥感中心宋元宝同志进行了深入讨论, 中国地质科学院矿产资源所杨岳清研究员和中国地质大学(北京)薛春纪教授对本文及今后的工作提出了中肯而细致的意见和建议, 作者在此表示诚挚的感谢。

References

Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province. 1990. Regional geology of Yunnan province. Beijing: Geological Publishing House, 1-728 (in Chinese with English abstract)
 Chang KY. 2006. Hongniu skarn Cu deposit of Shanghe-ra county. Yunnan Geology, 25(1): 12-18 (in Chinese with English abstract)
 Chang YF, Liu XP and Wu YC. 1991. Fe-Cu metallogenetic zone of middle-lower reaches of the Yangtze River. Beijing: Geological Publishing House, 1-379 (in Chinese)
 Chang ZS and Meinert LD. 2004. The magmatic-hydrothermal transition-

evidence from quartz phenocryst textures and endoskarn abundance in Cu-Zn skarns at the Empire Mine, Idaho, USA. Chemical Geology, 210: 149-171
 Hou ZQ, Yang YQ, Wang HP, Qu XM and Huang DH. 2003. Collision-orogenic progress and mineralization system of Yidun arc. Beijing: Geological Publishing House, 1-344 (in Chinese)
 Huang JG and Zhang LQ. 2005. The petrochemistry and tectonics of Late Triassic Tumugou formation in Zhongdian. Yunnan Geology, 24(2): 186-191 (in Chinese with English abstract)
 Larsen RB. 1991. Tungsten skarn mineralization in a regional metamorphic terrain in northern Norway: A possible metamorphic ore deposit. Mineralium Deposita, 26(4): 281-289
 Li GJ. 1997. The metallogenesis and geochemical anomaly of Yangla Cu deposit, Deqin. Yunnan Geology, 16(1): 91-104 (in Chinese with English abstract)
 Ling QC and Cheng HL. 1998. Discussion on forming process and geological characteristics of magmatic skarn in Tongling area, Anhui Province. Journal of Changchun University of Science and Technology, 28(4): 366-371 (in Chinese with English abstract)
 Liu JM, Ye J, Xu JH, Sun JG and Shen K. 2003. C-O and Sr-Nd isotopic geochemistry of carbonate minerals from gold deposits in East Shandong, China. Acta Petrologica Sinica, 19(4): 775-784 (in Chinese with English abstract)
 Liu TG, Qiu YZ and Ye L. 1994. Relationship between colour, chemical composition and sulfur isotopic composition of sphalerite. Acta Mineralogica Sinica, 14(2): 199-205 (in Chinese with English abstract)
 Lowenstern JB. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. Mineralium Deposita, 36(6): 490-502
 Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 67(5): 551-578
 Qu XM, Yang YQ and Li YG. 2004. A discussion on origin of Yangla copper deposit in light of diversity of ore-hosting rock types. Mineral Deposits, 23(4): 431-442 (in Chinese with English abstract)
 Simmons SF, Christenson BW. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. American Journal of Science, 294(3): 361-400
 Smith JW, Doolan S and McFarlane EF. 1977. A sulfur isotope geothermometer for the trisulfide system galena-sphalerite-pyrite. Chemical Geology, 19: 83-90
 Wei JY and Wang GY. 1988. Geochemistry of stable isotope. Beijing: Geological Publishing House, 1-166 (in Chinese)
 Wiggins LB and Craig JR. 1980. Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: Sphalerite phase relationships. Economic Geology, 75(5): 742-751
 Wu YB, Zheng YF, Gong B and Zhao ZF. 2005. Zircon U-Pb ages and oxygen isotope compositions for granite at Xinkailing in the Beihuaiyang zone and their significance. Earth Science- Journal of China University of Geosciences, 30(6): 659-672 (in Chinese with English abstract)
 Wu YC, Shao GQ and Wu L. 1996. Magmatic skarn and its ore deposits. Anhui Geology, 6(2): 30-39 (in Chinese with English abstract)
 Wu YC and Chang YF. 1998. On the magmatic skarn. Earth Science Frontiers, 5(4): 291-301 (in Chinese with English abstract)
 Xu XW, Chai XP, Qu WJ, Song BC, Qin KZ and Zhang BL. 2006. Later Cretaceous granitic porphyritic Cu-Mo-Mineralization system in the Hongshan area, northwestern Yunnan and its significances for tectonics. Acta Geologica Sinica, 80(9): 1422-1433 (in Chinese with English abstract)
 Yang YQ, Hou ZQ, Huang DH and Qu XM. 2002. Collision orogenic process and metallogenetic system in Zhongdian arc. Acta Geoscientia Sinica, 23(1): 17-24 (in Chinese with English abstract)
 Yin GH, Liu X, Deng ZX and Xiao L. 2005. An analysis of late Triassic sediment and basin of Wucun-Yishan area in Zhongdian, Yunnan. Yunnan Geology, 24(1): 58-66 (in Chinese with English abstract)
 Zeng YS. 1993. Transporting forms of elements in hydrothermal fluids. Beijing: Geological Publishing House, 1-198 (in Chinese)

- Zhai YS, Yao SZ, Lin XD, Zhou XR, Wan TF, Jin FQ and Zhou ZG. 1992. Fe-Cu metallogenetic regularity of middle-lower reaches of the Yangtze River. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 235 (in Chinese)
- Zhai YS, Xiong YL, Yao SZ and Lin XC. 1996. Metallogeny of copper and iron deposits in the Eastern Yangtze Craton, east-central China. *Ore Geology Reviews*, 20(11): 229 - 248
- Zhao Z. 1995. Model of Indosinian porphyry Cu-Mo deposits in Zhongdian. *Yunnan Geology*, 14(4): 342 - 348 (in Chinese)
- Zhao B and Zhu CM. 1993. The experimental evidence of magmatic origin skarn. *Chinese Science Bulletin*, 38(21): 1986 - 1989 (in Chinese)
- Zhao B, Li YS and Zhao JS. 1995. The evidence from inclusions for magma-genetic skarn. *Geochimica*, 24(2): 198 - 200 (in Chinese with English abstract)
- Zhan B, Zhao JS, Li ZL, Zhang CZ and Peng ZL. 2002. Characteristics of melt inclusions in skarn minerals from Fe, Cu(Au) and Au(Cu) ore deposits in the region from Daye to Jiujiang. *Sci China (Series D)*, 32(7): 550 - 561 (in Chinese)
- Zhao JS and Newberry RJ. 1996. Novel Knowledge on the origin and mineralization of skarn from Shizhuyuan. *Acta Mineralogica Sinica*, 16(4): 442 - 449 (in Chinese with English abstract)
- Zhao JS, Zhao B and Li ZL. 2000. Finding of melt inclusion in skarn mineral from Daye iron deposit and its geologic-geochemical significance. *Geochimica*, 29(5): 500 - 503 (in Chinese with English abstract)
- Zhao JS, Zhao B, Zhang CZ and Wang R. 2003. Compositions of melt inclusions in garnet and pyroxene from skarn deposits distributed in the area from Daye to Chengmenshan. *Geochimica*, 32(6): 540 - 550 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YM. 2002. Some new important advances in study of skarn deposits. *Mineral Deposits*, 21(2): 113 - 120 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ST and Feng QL. 2000. The Triassic melange sedimentation of Zhongdian area. *Yunnan Geology*, 19(1): 1 - 6 (in Chinese with English abstract)
- Zhang SZ and Ling QC. 1993. Characteristics of skarn copper deposit; An example from Dongshizishan copper deposit in Tongling county, Anhui Province. *Earth Science-Journal of China university of Geosciences*, 18(6): 801 - 809 (in Chinese with English abstract)
- Zheng YF and Chen JF. 2000. Steady isotope geochemistry. Beijing: Science Press, 1 - 316 (in Chinese)
- Zhou TF, Yuan F, Yue SC, Liu XD, Zhang XT and Fan Y. 2007. Geochemistry and evolution of ore-forming fluids of the Yueshan Cu-Au skarn- and vein-type deposits, Anhui Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 31(1-4): 279 - 303
- Zhu X, Huang CK, Rui ZY, Zhou YH, Zhu XJ, Hu CS and Mei ZK. 1983. The geology of Dexing porphyry copper ore field. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 336 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献**
- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铁铜成矿带. 北京: 地质出版社, 1 - 379
- 常开永. 2006. 香格里拉县红牛砂卡岩型铜矿. *云南地质*, 25(1): 12 - 18
- 黄建国, 张留清. 2005. 中甸晚三叠世图姆沟组岩石化学和构造环境. *云南地质*, 24(2): 186 - 191
- 侯增谦, 杨岳清, 王海平, 曲晓明, 黄典豪. 2003. 三江义敦弧碰撞造山过程与成矿系统. 北京: 地质出版社, 1 - 345
- 李光军. 1997. 德钦羊拉铜矿床成矿作用及矿区地球化学异常特征. *云南地质*, 16(1): 91 - 104
- 凌其聪, 程惠兰. 1998. 岩浆砂卡岩的地质特征及其形成机理讨论—以铜陵地区为例. *长春科技大学学报*, 28(4): 366 - 371
- 刘建明, 叶杰, 徐九华, 孙景贵, 沈昆. 2003. 胶东金矿床碳酸盐矿物的碳-氧和锶-钡同位素地球化学研究. *岩石学报*, 19(4): 775 - 784
- 刘铁庚, 裘愉卓, 叶霖. 1994. 闪锌矿的颜色、成分和硫同位素之间的密切关系. *矿物学报*, 14(2): 199 - 205
- 曲晓明, 杨岳清, 李佑国. 2004. 从赋矿岩系岩石类型的多样性论羊拉铜矿的成因. *矿床地质*, 23(4): 431 - 442
- 魏菊英, 王关玉. 1988. 同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 1 - 166
- 吴元保, 郑永飞, 龚冰, 赵子福. 2005. 北淮阳新开岭地区花岗岩锆石 U-Pb 年龄和氧同位素组成. *地球科学—中国地质大学学报*, 30(6): 659 - 672
- 吴言昌, 邵桂清, 吴炼. 1996. 岩浆砂卡岩及其矿床. *安徽地质*, 6(2): 30 - 39
- 吴言昌, 常印佛. 1998. 关于岩浆砂卡岩问题. *地质前缘*, 5(4): 291 - 301
- 杨岳清, 侯增谦, 黄典豪, 曲晓明. 2002. 中甸弧碰撞造山作用与岩浆成矿系统. *地球学报*, 23(1): 17 - 24
- 尹光侯, 刘星, 邓志祥, 肖玲. 2005. 云南中甸五村-移山晚三叠世沉积及盆地特征. *云南地质*, 24(1): 58 - 66
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1 - 728
- 徐兴旺, 蔡新平, 屈文俊, 宋保昌, 秦克章, 张宝林. 2006. 滇西北红山晚白垩世花岗岩斑岩型 Cu-Mo 成矿系统及其大地构造学意义. *地质学报*, 80(9): 1422 - 1433
- 赵准. 1995. 中甸地区与印支期斑岩有关的铜钼矿床成矿模式. *云南地质*, 14(4): 342 - 348
- 赵斌, 朱成明. 1993. 岩浆成因砂卡岩的实验依据. *科学通报*, 38(21): 1986 - 1989
- 赵斌, 李院生, 赵劲松. 1995. 岩浆成因砂卡岩的包裹体证据. *地球化学*, 24(2): 198 - 200
- 赵斌, 赵劲松, 李兆麟, 张重泽, 彭卓伦. 2002. 大冶-九江地区 Fe, Cu (Au) 和 Au(Cu) 矿床砂卡岩矿物中的熔融包裹体特征. *中国科学(D辑)*, 32(7): 550 - 561
- 赵劲松, Newberry RJ. 1996. 对柿竹园砂卡岩成因及其成矿作用的新认识. *矿物学报*, 16(4): 442 - 449
- 赵劲松, 赵斌, 李兆麟. 2000. 大冶铁矿床砂卡岩矿物中熔融包裹体的发现及其地质地球化学意义. *地球化学*, 29(5): 500 - 503
- 赵劲松, 赵斌, 张重泽, 王冉. 2003. 大冶-城门山砂卡岩矿床石榴子石和辉石中熔融包裹体成分研究. *地球化学*, 32(6): 540 - 550
- 赵一鸣. 2002. 砂卡岩矿床研究的某些重要新进展. *矿床地质*, 21(2): 113 - 120
- 翟裕生, 姚书振, 林新多, 周珣若, 万天丰, 金福全, 周宗桂. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律. 北京: 地质出版社, 1 - 235
- 张世涛, 冯庆来. 2000. 中甸地区三叠系的沉积混杂作用. *云南地质*, 19(1): 1 - 6
- 张淑贞, 凌其聪. 1993. 砂卡岩型铜矿床特征——以安徽铜陵东狮子山铜矿床为例. *地球科学—中国地质大学学报*, 18(6): 801 - 809
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 1 - 316
- 朱训, 黄崇轲, 芮宗瑶, 周耀华, 朱贤甲, 胡淙声, 梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿. 北京: 地质出版社, 1 - 336