文章编号:1009-3850(2012)02-0099-07

四川里伍黑牛洞铜矿床成矿流体特征及矿床成因研究

陈敏华¹,祝向平¹,冯孝良¹,丁 俊¹,姚 鹏¹,马东方¹,唐高林² (1. 成都地质矿产研究所,四川 成都 610081; 2. 四川里伍铜业股份有限公司,四川 九龙 626200)

摘要:黑牛洞铜矿床经历了早期韧性变形-变质作用和成矿期的韧-脆性变形作用。早期韧性变形-变质作用过程中 围岩可能分异出含 CO₂ 流体,并形成顺片理发育的磁黄铁矿、黄铜矿等矿化。成矿期为伴随江浪穹窿隆升的韧-脆 性变形期,含矿石英脉中流体包裹体主要以富液相流体包裹体为主,次为纯气相流体包裹体。流体包裹体成分测试 结果显示,富液相流体包裹体主要成分为水,含少量 CO₂ 和甲烷等烃类碳质流体;纯气相流体包裹体主要为甲烷,表 明成矿流体为富水含炭质流体。流体包裹体氢、氧同位素测试结果表明,黑牛洞矿床含矿流体中的水主要来源于围 岩中的变质水。燕山期花岗岩侵位,江浪穹窿隆升,韧-脆性变形形成系列滑脱断层。在此减压、降温过程中,成矿流 体被活化并聚集、填充到滑脱断层内。

关键 词: 黑牛洞铜矿床; 流体包裹体; 甲烷; 滑脱断层 中图分类号: P618.41 文献标识码: A

黑牛洞铜矿位于四川省甘孜州九龙县境内,与 里伍铜矿具有相似的成矿背景、成矿特征和矿床成 因。众多学者对里伍铜矿进行过研究,认为其成矿 作用具有多期次、多成因的特点,但对成矿阶段和 主控矿要素的认识存在较大差别^[1-7]。本文通过对 流体包裹体岩相学、显微测温和成分分析研究,探 讨黑牛洞矿床成矿流体的物理化学性质与矿床 成因。

1 区域地质背景

里伍铜矿区位于扬子地块西侧松潘-甘孜造山 带东南缘,产于北东向木里-锦屏山弧形推覆构造带 北西侧后缘的江浪穹隆内。江浪穹窿是锦屏山推 覆构造带后缘伸展剥离作用形成的系列穹隆之 一^[8],为一个变质核杂岩体^[9-10],该变质核杂岩形 成于被动大陆边缘的拉张环境中,属大陆伸展后期 构造演化的产物。

江浪穹窿出露地层自下而上依次为中元古界 李伍岩群堆垛层系统、古生代褶叠层系统(中间韧 性流变层)和三叠系西康群板岩带,其之间及内部 发育了一系列的顺层韧性剪切滑脱带^[9]。矿区岩 浆岩主要为斜长角闪岩(变质基性火山岩)。在江 浪穹窿北东翼有岩株状燕山期似斑状黑云母花岗 岩侵入,其 K-Ar 年龄为 131 ±5Ma^[11]。

里伍矿田内目前已经发现的矿床有里伍矿床、 黑牛洞矿床、中咀矿床、挖金沟矿床(点)、笋叶林矿 床(点)、柏香林矿点等,其中黑牛洞矿床产于江浪 穹窿的南西端(图1)。

收稿日期: 2011-07-04; 改回日期: 2011-08-20

作者简介: 陈敏华(1984 –), 男, 硕士, 工程师, 主要从事区域地质、矿产地质调查研究工作 E-mail: chenminhua84@. sohu. com

资助项目:全国危机矿山找矿办公室项目"四川里伍铜矿、泸沽铁矿床成矿规律总结研究"(编号:20089952)和中国地质 调查局"云南麻栗坡矿产远景调查"(编号1212010880402)联合资助



图 1 黑牛洞矿床地质简图

Sj. 志留系甲坝板岩组; Pt₂L³. 中元古界里伍岩群上段; Pt₂L². 中元古界里伍岩群中段; Pt₂L¹. 中元古界里伍岩群下段; γβ₅². 燕山期新火山花岗岩. 1. 斜长角闪岩; 2. 强蚀变带; 3. 矿体露头; 4. 铜矿床(点); 5. 实测、推测地质界线

Fig. 1 Simplified geological map of the Heiniudong copper deposit

S_j = Silurian Jiaba Slate Formation; Pt₂L.³ = upper member of the Mesoproterozoic Liwu Group Complex; Pt₂L.² = middle member of the Mesoproterozoic Liwu Group Complex; Pt₂L.¹ = lower member of the Mesoproterozoic Liwu Group Complex; $\gamma\beta_5^2$ = Yanshanian new volcanic granites. 1 = amphibolite; 2 = strongly altered zone; 3 = ore outcrops; 4 = copper deposit (spot); 5 = inferred/measured geological boundary

2 矿床地质特征

黑牛洞铜矿床赋存于中元古界里伍岩群,其主 要岩性为云母片岩、二云母石英片岩、石英二云母 片岩、石英片状岩,夹斜长角闪岩等。片理面普遍 发育绢云母化、弱绿泥石化,局部发育黑云母化和 少量针状-毡状电气石化,顺片理普遍发育薄膜状磁 黄铁矿化和少量黄铜矿矿化,远离矿体偶见黄铁矿 化。矿体两侧围岩常有强烈"褪色"现象,发育较强 的绢云母化、硅化和少量绿泥石化。靠近矿体发育 较强硅化、绢云母化、团块状黑云母化,局部有电气 石与黄铜矿、磁黄铁矿共生,蚀变分带不明显。矿 石以块状磁黄铁矿、黄铜矿矿石为主,向矿体顶部 常依次过渡为团块状、条带状、浸染状磁黄铁矿、黄 铜矿矿石,部分矿体以宽大含矿石英脉为矿体顶、 底板,与围岩呈突变接触。

3 流体包裹体岩相学特征

3.1 包裹体类型

本文流体包裹体研究采用的样品为紧邻块状 矿体的含矿石英脉,分别采自黑牛洞矿区 zk400、 zk300、zk309、zk801钻孔及8号平硐。根据流体包 裹体在常温下呈现的相态 将其划分为气液两相包 裹体、气相包裹体、液相包裹体及二氧化碳三相包 裹体、气相包裹体、液相包裹体及二氧化碳三相包 裹体。其中,以气液两相包裹体为主(图 2A、2C), 其次为甲烷气相包裹体(图 2B),并见有少量单相 水溶液包裹体(图 2D),偶见含 CO₂ 三相包裹体和 富气相包裹体。包裹体大小相对均匀,主要为5~ 15 μ m,次为15~25 μ m;形状以椭圆形、次椭圆形, 长条形为主,次为近方形、三角形、纺锤形和负晶 形。气液两相包裹体中的气液比多为5%~25%, 少量气液比高达70%。富气相包裹体多沿微裂隙 成群成带分布(图 2B); 气液两相包裹体主要为星 散状分布(图 2C), 次为孤立状分布; 在石英脉中硫 化物颗粒附近气液比较小的包裹体分布较密集, 多 以负晶形或椭圆形为主。



图 2 黑牛洞矿床含矿石英脉中各种类型流体包裹体

A. 呈条带状产出的气液两相流体包裹体; B. 呈条带状产出的 CH₄ 纯气相流体包裹体; C. 孤立分布的规则状气液两相或富液相流体包 裹体, 叠加晚期呈带状、较细小的富液相流体包裹体; D. 面状发育的 富液相流体包裹体、纯液相流体包裹体

Fig. 2 Fluid inclusions from the ore-bearing quartz veins in the Heiniudong copper deposit

A. Banded gas-liquid inclusions; B. Banded CH₄ fluid inclusions; C. Isolated regular gas-liquid or liquid inclusions;
D. Planar irregular liquid inclusions

3.2 流体包裹体测温

流体包裹体测温在中国地质大学(北京)矿床 研究实验室完成,测试仪器为 Linkam-THMSG 600 型冷热台,测温范围为-196~600℃,均一法测温精 度为±1℃,冷冻法的精度为±0.1℃。选用较大的 流体包裹体进行测试,一般大于4μm。通过加热测 得了包裹体气液相均一温度,通过迅速冷冻后缓慢 回温测得冰点温度。流体包裹体的水溶液冰点测 定时,升温速度由开始时的 10℃/min 逐渐降低为 5℃/min、2℃/min ,临近相变点时降到1℃/min。均 一温度测定时,开始时的升温速率为20℃/min ,临 近相变时降到2℃/min。

对研究区含矿石英脉包裹体分别进行均一法 和冷冻法测温,获得石英气液两相包裹体的均一温 度范围为 125 ~ 322 °C (表 1),均一温度分布较分散 (图 3),至少存在两个明显的温度区间,显示黑牛洞 矿床中含矿石英脉至少有两期流体发育,分别为中 温流体(230 ~ 330 °C)和低温流体(<210 °C)。富液 相流体包裹体的冰点温度为 $-10.7 \sim -0.7 °C$,其盐度 可能变化范围较大;纯气相流体包裹体的冰点温度 集中于 $-98 \sim -96 °C$ 表明该其成分主要为甲烷,可能 混有极少量的 N_2 和 CO₂。

3.2 流体包裹体成分

单个流体包裹体的拉曼光谱成分分析在中国 地质大学(北京)矿床实验室完成。测试仪器采用 Renishaw Invia Reflex 型显微共焦激光拉曼光谱仪, 光源为 Spectra-Physics 氩离子激光器,激光波长为 514 nm,激光功率 20 mW,谱线分辨率 2 cm⁴,空间 分辨率 1um(×100 物镜),扫描时间 60s,扫描范围 1000~4000 cm⁴。群体流体包裹体成分分析在中国 地质科学院矿产资源研究所完成。采用二维气相 色谱法测定,测试仪器为 GC-2010 型气相色谱仪、P IU-F 热爆裂炉 检出限在 10⁴~10⁶(x 摩尔分数), 精密度(RSD)小于 7%。







表1 黑牛洞矿床的流体包裹体测温结果

Table 1 Micro-thermometric data of the fluid inclusions from the Heiniudong copper deposit

样品号	包裹体类型	气相比例	冰点温度(℃)	均一温度(℃)	均一相态
ZK400-1-5	富液包裹体	2~10%	-9.3 ~ -1.8(16)	170 ~ 322(16)	液相
ZK003-7	富液包裹体	2~5%	-0.7 ~ -1.8(9)	125 ~ 310(9)	液相
	纯气包裹体	100%	-98 ~ -96(7)		气相
	富液包裹体	10%	-1.8	265	液相
HND1*	富液包裹体	2~5%	n. o.	141 ~199(5)	液相
HND2*	富液包裹体	5 ~ 10%	n. o.	166 ~259(7)	液相

注:* 冯孝良提供数据; n. o. 无测试结果

富液相流体包裹体拉曼光谱分析结果显示,气 相主要为 CH₄,并含有少量的 CO₂ 和 N₂(图 4),液 相主要为水;纯气相流体包裹体的拉曼光谱分析结 果显示其主要成分为 CH₄。群体流体包裹体成分分 析结果显示黑牛洞矿床流体包裹体液相主要为水, 气相主要为 $CO_2 \ N_2$ 和 $CH_4(表 2)$;液相成分分析结 果(表 3) 显示,黑牛洞矿床富液相流体包裹体中液 相中含有 $Na^+ \ Ca^{2+} \ K^+$ 等阳离子和 $Cl^-(F^-) \ SO_4^{2-}$ 等阴离子,成矿流体平均盐度较低。



图 4 两相气液水包裹体拉曼光谱

Fig. 4 Laser-Raman spectrum for the fluid inclusions from the Heiniudong copper deposit

表 2 含矿石英脉包裹体气相成分测试表

Table 2 Gaseous compositions of the fluid inclusions in the ore-bearing quartz veins from the Heiniudong copper deposit

样品编号	矿物名称	爆裂温度(℃)	气相成分 (10 ⁶)							
11 88 204 5	9 03 H 13		CH_4	C2H2+2H4	C_2H_6	CO_2	H ₂ O ⁻	O ₂	N_2	СО
HNPD8-12	石英	100~500	4.67	1.08	0.10	130.56	2792	3.38	84.24	14.11
ZK309-1	石英	100~500	3.92	0.30	0.34	126.15	522	2.67	49.38	6.33
ZK309-2	石英	100~500	21.29	0.48	0.08	221.68	437	2.33	50.56	8.86
ZK309-3	石英	100~500	11.42	0.23	0.30	170.08	219	4.88	84.28	7.46
ZK801-1	石英	100~500	6.22	0.51	0.08	180.60	1208	2.98	72.31	9.56

表3 含矿石英脉包裹体成分测试表

Table 3 Liquid compositions of the fluid inclusions in the ore-bearing quartz veins from the Heiniudong copper deposit

样品编号	矿物名称	爆裂温度(℃)	液相成分 (106)						
	4 13 11 13		K^+	Na^+	Ca ²⁺	F ⁻	Cľ	SO4 ²⁻	
HNPD8-12	石英	100~500	14.861	5.210	2.438	0.136	0.988	14.136	
ZK309-1	石英	100~500	3.126	2.345	2.927	0.052	2.861	1.622	
ZK309-3	石英	100~500	0	1.025	3.199	0.043	1.224	1.081	
ZK309-3	石英	100~500	0	2.540	5.778	0.063	2.045	2.184	
ZK801-1	石英	100~500	2.84	1.591	2.244	0.099	1.939	1.628	

3.3 流体包裹体 H、O 同位素特征

流体包裹体 H、O 同位素测试在中国地质科学 院矿产资源研究所完成。样品经清洗、去吸附水和 次生包裹体后,再采用 BrF₅ 法测定水中的 δ^{18} O 和 δ D ,测试仪器为 MAT-253 质谱仪 , δ^{18} O 和 δ D 值为 SMOW ,测定 δ D 精密度为 ± 2‰ ,测定 δ^{18} O 精密度 为 ±0.3‰。

流体包裹体进行氢、氧同位素组成分析结果 (表4)显示 δ¹⁸0 值为9.3~13.4% ,其变化范围为 4.1%; δD 的值为-87~-101% ,变化范围为 14%。 黑牛洞矿床流体的 H、O 同位素 δ^{18} O-&D 图(图 5) 显示, A测点落在原生岩浆水、变质水和原生水的 围限内,且靠近原生岩浆水区域,表明矿床成矿流 体的水主要来自岩浆水,部分来自原生水和变质 水; 成矿流体 &D 值偏低,可能是由于流体中的水与 围岩中大量存在的石墨发生反应形成甲烷等烃 类^[12-13],并受外围的花岗岩体影响所致; δ^{18} O 值为 9.3~13.4‰,其变化范围比较接近火山岩的 δ^{18} O 值变化范围(+8~+154‰)^[13] 表明含矿流体可能 部分来自斜长角闪岩。

样品编号	采集地	测试矿物	$\delta^{18}\mathrm{O}_{SMOW}(~\%)$	δD _{SMOW} (%)
ZK801-1	黑牛洞	石英	9.3	-98
ZK309-3	黑牛洞	石英	10.9	-93
ZK309-3	黑牛洞	石英	10.8	-87
ZK309-1	黑牛洞	石英	11.4	-101
HNPD8-12	黑牛洞	石英	10.7	-81





4 讨论

4.1 成矿流体性质

里伍矿田的其它矿床,如中咀矿床、里伍矿床 的含矿石英脉中均发现有含 CO₂ 三相包裹体,且含 CO₂ 三相包裹体的均一温度明显高于富液相和富气 相流体包裹体的均一温度^{[9][14]},且流体包裹体多呈 不规则形态并有明显的变形,表明 CO₂ 三相包裹体 为早期捕获包裹体。黑牛洞矿床含矿石英脉中发 现极少量的 CO₂ 三相包裹体,其物理化学性质可能 代表了黑牛洞矿床的早期流体性质。黑牛洞矿床 矿体和矿化主要分布在原岩为泥质岩的二云母片 岩、二云母石英片岩中。泥质岩在进变质过程中常 释放富 CO₂ 的流体^[15-17],黑牛洞矿床的早期流体 可能来源于其赋矿围岩。

本文所选流体包裹体样品采于靠近矿体的含 矿石英脉中,含矿石英脉中富液相、富气相和纯气 相流体包裹体共存,表明黑牛洞矿床的流体可能经

历过了相分离过程。含矿石英脉中的流体包裹体 以富液相的包裹体为主,其中较高温度(230~ 330℃) 流体包裹体均以负晶形或椭圆形发育,可能 代表了成矿期成矿流体特征;较低温度(<210℃) 流体包裹体常以不规则形、条形等发育,可能为成 矿后捕获流体。含矿石英脉流体包裹体特征明显 不同于早期以富 CO, 包裹体为特征的早期流体, 且 靠近硫化物颗粒以富液相流体包裹体密度明显增 大 表明黑牛洞矿床成矿元素的沉淀伴随流体的分 相过程。成矿期流体的 H、O 同位素测试结果显示, 成矿流体中的水具有变质水和原生水的特征,亦表 明成矿期流体部分来源于斜长角闪岩等围岩。 CO_{2} 、 CH_{4} 可能为围岩中广泛分布的石墨^[18]与流体 中的水在中高温环境内发生反应形成^[19],其中甲烷 和其他烃类可能为褪变质过程石墨与水反应的产 物^[20] 成矿期流体中 CH₄ 的出现表明成矿期比早 期流体更偏还原环境。黑牛洞矿床磁黄铁矿主要 为六方晶系磁黄铁矿和几乎不含黄铁矿的特征表 明其成矿流体最高温度可能高于450℃[18] ,黑牛洞 矿床的成矿温度范围可能比较宽,自高于450℃至 230℃均有成矿物质沉淀。

黑牛洞矿床的较低温度(<210℃)流体包裹体 可能代表了成矿期后的流体特征,该类流体包裹体 常呈不规则形,且在加热过程中常有包裹体爆裂现 象,表明该期流体温度和压力均低于成矿期温度压 力条件,可能代表了流体逐步降压、冷却的过程。

4.2 矿床成因

江浪穹窿在成穹过程中经历了多期变形-变质 作用,初步可将黑牛洞矿床成矿机制分为早期韧性 变形期、后期脆韧性变形期和喜山期变形期,其中 喜山期变形对矿床影响作用较弱。矿床内可见多 期面理代表早期韧性变形作用,据颜丹平等(1997) 构造解析结果,野外最清晰可见的为 S_3 面理,呈黑 云母-白云母条带和石英条带互层状,其中云母条带 中多有薄膜状磁黄铁矿、黄铜矿,偶见黄铁矿,随后 的 D_4 变形期对 S_3 面理略有改造,形成产状较陡、伴 生较多棕色切 S_3 面理的 S_4 面理。后期脆韧性变形 期发育顺层滑脱,局部可见滑脱断层切割 S_4 和 S_3 面理,黑牛洞矿床内的块状矿体主要产于脆韧性变 形期形成的顺层滑脱断层中,产状较稳定。

因围岩中广泛有石墨的发育,在韧性变形期的 多期变形、变质作用中,围岩中分异出广泛的水和 CO₂,可能有少量 CH₄,形成富 CO₂的流体。矿石和 围岩中的 S 同位素测试结果表明黑牛洞矿床内成矿 的 S 主要来源于围岩^[9]。含碳流体的存在,有助于 成矿物质从里伍岩群含矿岩系和二叠纪玄武岩中 萃取。因发生变质作用深度较深,区域变质温度和 压力较高,成矿围岩的渗透率较小,并有剪切作用 存在,形成了沿层理面发育的浸染状黄铜矿、磁黄 铁矿矿化,局部形成条带状矿化(或矿石),也为黑 牛洞矿床高品位矿石的形成奠定了基础。

至燕山期 松潘-甘孜造山带发生大规模壳熔岩 浆活动 区域内花岗岩体的侵位伴随江浪穹窿的隆 升,使得区域成矿压力骤减,在快速抬升过程中沿 早期韧性剪切带等薄弱带发育不同规模的重力韧-脆形滑脱破碎带,形成了一系列的导矿、容矿网络 系统,该期即为黑牛洞矿床的脆韧性变形期。区域 内侵位的花岗岩可能为黑牛洞矿床成矿提供了充 足的热源,可致使成矿流体大规模活化;穹窿隆升, 可使围岩由韧性向脆性转换,其渗透率大幅提高。 流体的活化和围岩渗透率的提高,有利于流体聚 集,沿导矿的顺层滑脱构造充填。同时,大规模的 流体运移,也致使矿体两侧围岩发生"褪色"蚀变, 并有较多石墨与水反应,形成了甲烷等含碳流体, 随围岩中的含矿物质一同加入到成矿流体中,成矿 流体为富含 CO_{2} 、 CH_{4} 等物质的含碳流体。 CO_{2} 的 金属络合物通常不稳定^[21-22],但有 CO₂的参与能 改变流体的性质,能促进流体发生相分离^[23]; CH₄ 对不混溶比 CO2 有更大的影响 ,CH4 的存在有利于 扩大流体不混溶的范围^[23-24]。同时成矿流体中含 有较多石墨-H2O-CO2-CH4 的参与 能调整流体保持 近中性的 pH 值和偏还原环境^[25],有利于硫化物稳 定沉淀。在江浪穹窿抬升的降压过程,成矿流体温 度逐步下降,成矿流体保持偏还原的环境中发生 CO_2 -CH₄ 广泛参与的分相作用 , CO_2 -CH₄ 等气体逃 逸,致使流体中成矿物质溶解度下降,金属矿物沉 淀成矿。

5 结论

黑牛洞矿床成矿流体为富含 CO₂ 和 CH₄ 等烃 类的含碳富水流体,流体中的水为岩浆水和变质 水,CO₂ 和 CH₄ 等含碳物质可能来源于围岩中石墨 和变质过程中的水反应,其成矿温度范围可能为 230℃至高于 450℃,成矿流体保持较还原的氛围, 为硫化物从流体中沉淀提供了有利条件。

黑牛洞矿床经历了早期韧性变形期成矿矿质 预富集过程,形成了围岩中片状的磁黄铁矿、黄铜 矿矿化。至燕山期,江浪穹窿深部花岗岩侵位伴随 江浪穹窿的隆升,形成了一组滑脱断层,且在此过 程黑牛洞矿床含矿流体被活化。江浪穹窿隆升致 使成矿压力下降,围岩渗透率提高,含矿流体聚集 并填充至韧-脆性变形作用形成的滑脱断层中。随 含矿流体压力和温度逐步降低,流体中的 CO₂ 和 CH₄等逃逸致使流体分相,流体中成矿元素溶解度 下降,硫化物沉淀,并逐步富集成矿。

参考文献:

- [1] 宋铁和,幸石川.李伍铜矿床成因探讨[J].西南矿产地质, 1990 4(4):1-4.
- [2] 姚鹏 汪名杰 李建忠 等. 里伍式富铜矿床同位素示踪及其成 矿地质意义[J]. 地球学报 2008 29(6): 691-696.
- [3] 马国桃 ,汪名杰 姚鹏 等.⁴⁰ Ar-³⁹ Ar 测年及其地质意义[J].地 质学报 2009 *8*3(5):671-679.
- [4] 姚家栋. 试论李伍铜矿床成因[J]. 四川地质学报,1990,10: 251-258.
- [5] 杜亚军,田竞亚.李伍铜矿床控矿构造地质特征及演化模式探 讨[J].四川地质学报,1996,16(3):213-218.
- [6] 傅昭仁,宋鸿林,颜丹平.扬子地台西缘江浪变质核杂岩结构 及对成矿的控制[J].地质学报,1997,71(2):113-122.
- [7] 李建忠 汪名杰 姚鹏 等. 四川九龙黑牛洞铜矿床地质特征及 其外围找矿方向初探 [J]. 沉积与特提斯地质 ,2006 ,26: 69 -77.
- [8] 许志琴,候立玮,王宗秀,等.中国松潘-甘孜造山带的造山过 程[M].北京:地质出版社,1992.
- [9] 颜丹平,宋鸿林,傅昭仁等.扬子地台西缘变质核杂岩带[M].北京:地质出版社,1997.
- [10] YAN D P ,ZHOU M F ,SONG H L et al. Structural style and tectonic significance of the Jianglang dome in the eastern margin of the Tibetan Plateau ,China [J]. Journal of Structural Geology , 2003 25:765 - 779.
- [11] 四川省地质局第一区域地质测量大队.1:20万金矿幅区域地 质调查报告[R].1974.
- [12] EUGSTER H P ,SKIPPEN G B. Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria [A]. Abelson P H. Researches in geochemistry [C]. New York: John Wiley and Sons ,1967. 2: 492 – 520.
- [13] TAYLOR P H. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition
 [J]. Economic Geology ,1974 ,69: 843 - 883.
- [14] 陈敏华,丁俊,陈道前.里伍铜矿成矿物质来源探讨[J]. 沉积 与特提斯地质 2011 31(1):89-93.
- [15] SISSON V , HOLLISTER L S. A fluid-inclusion study of metamorphosed pelitic and carbonate rocks ,south-central Maine
 [J]. American Mineralogist ,1990 ,75: 59 - 70.
- [16] POWELL R WILL T M PHILLIPS G N. Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization [J]. Journal of Metamorphic Geology, 1991 9: 141 – 150.

- [17] KESLER S E. Ore-forming fluids [J]. Elements ,2005 ,1: 13 - 18.
- [18] 祝向平 汪名杰 姚鹏 ,等. 四川黑牛洞铜矿床磁黄铁矿的标型特征及成矿指示意义[J]. 岩石学报 2008 24: 562 568.
- [19] BOIRON M C ,CATHELINEAU M ,RUGGIERI G et al. Active contact metamorphism and CO₂-CH₄ fluid production in the Larderello geothermal field (Italy) at depths between 2.3 and 4 km [J]. Chemical Geology 2007 237: 303 – 328.
- [20] TSUNOGAE T DUBESSY J. Ethane- and hydrogen-bearing carbonic fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks [J]. Journal of Mineralogical and Petrologic Science 2009 104:329 – 324.
- [21] SEWARD T M ,BARNES H L. Metal transport by hydrothermal ore fluids [J]. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits ,1997 3: 435-486.

- [22] 冷成彪,张兴春,王守旭等.岩浆-热液体系成矿流体演化及 其金属元素气相迁移研究进展[J].地质论评,2009,55(1): 100-112.
- [23] HEINRICH W. Fluid immiscibility in metamorphic rocks [J]. Reviews in Mineralogy & Geochemistry ,2007 ,65: 389 - 430.
- [24] 徐九华,谢玉玲,丁汝福,等. CO₂-CH₄,流体与金成矿作用:以
 阿尔泰山南缘的穆龙套金矿为例[J].岩石学报,2007,23
 (8): 2026-2032.
- [25] MIKUCKI E J ,RIDLEY J R. The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wall-rock alteration assemblages [J]. Mineral Deposita ,1993 28: 469 – 481.

Mineralizing fluids and genesis of the Heiniudong copper deposit in the Liwu copper orefield, Sichuan

CHEN Min-hua¹ , ZHU Xiang-ping¹ , FENG Xiao-liang¹ , DING Jun¹ , YAO Peng¹ , MA Dong-fang¹ , TANG Gao-lin²

(1. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610081, Sichuan, China; 2. Liwu Copper Mining Co., Ltd., Garze 626200, Sichuan, China)

Abstract: The Heiniudong copper deposit has gone through the ductile deformation and metamorphism in the premetallogenic stages and ductile-brittle deformation in the metallogenic stages. In the pre-metallogenic stages , the CO_2 -bearing fluids were differentiated from the host rocks due to the ductile deformation and metamorphism , which may facilitate the formation of elongated disseminated pyrrhotite and chalcopyrite mineralization. The ductile-brittle deformation in the metallogenic stages was accompanied by the uplifting of the Jianglang metamorphic core complexes. The fluid inclusions from the ore-bearing quartz veins are dominated by the aqueous fluid inclusions , and subordinately by gaseous fluid inclusions. The former consist of water , CO_2 and methane , whereas the latter mostly contain methane , implying that the ore-forming fluids are aqueous carbonaceous fluids. The water in the oreforming fluids mainly stemmed from the metamorphic water in the country rocks. The emplacement of the Yanshanian granites and the uplifting of the Jianglang metamorphic core complexes led to the formation of a series of detachment faults due to the ductile-brittle deformation. In the decompression and catathermal processes , the oreforming fluids were activiated , concentrated and filled into the detachment faults. The exsolution of CO_2 and CH_4 from the ore-forming fluids gave rising to the decrease of the dissolubility , precipitation and mineralization of the sulfides in the ore-bearing hydrothermal solutions , and finally to the formation of copper-rich ore bodies. **Key words**: Heiniudong copper deposit; fluid inclusion; methane; detachment fault