

兰坪盆地西缘沉积岩容矿脉状 Cu-Ag(±Pb-Zn) 多金属矿床成矿流体特征*

张锦让^{1,2} 温汉捷^{2**} 裘愉卓^{2,3} 邹志超⁴ 杜胜江²

(1 成都地质矿产研究所, 四川 成都 610081; 2 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, 贵州 贵阳 550002; 3 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 4 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059)

摘要 兰坪盆地西部发育大量沉积岩容矿的 Cu-Ag-Pb-Zn 多金属矿床, 矿体的分布受逆冲推覆系统控制。逆冲推覆系统根部带主要发育脉状 Cu-Ag(Mo) 矿床(包括金满 Cu-Ag、连城 Cu-Mo 及一系列脉状 Cu 矿床); 前锋带主要发育 Pb-Zn-Ag(±Cu) 矿床(包括白秧坪 Pb-Zn-Ag-Cu 多金属矿集区及一系列小型的 Pb-Zn 矿床)。文章系统分析了盆地西缘 Cu-Ag(±Pb-Zn) 多金属矿床流体包裹体及 C、H、O 同位素特征进行了根部带 Cu 和前锋带 Pb-Zn 矿床成矿流体的对比研究, 探讨了盆地西缘 Cu-Ag(±Pb-Zn) 多金属矿床成矿流体的性质、来源及演化。研究表明, 根部带的 Cu-Ag(Mo) 多金属矿床成矿流体主要为与围岩充分交换的深循环大气降水, 具有富 CO₂、中高温(集中在 280~340℃)、中低盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ (1%~4%) 的特点; 前锋带 Pb-Zn-Ag(±Cu) 多金属矿床成矿流体则主要为源于大气降水的盆地卤水, 具有贫 CO₂、中低温(集中在 160~240℃)、中高盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ (集中于 22.0%~24.0%) 的特点。

关键词 地球化学; 成矿流体; Cu-Ag(±Pb-Zn) 多金属矿床; 兰坪盆地西缘; 云南

中图分类号: P618.41; P618.42; P618.43; P618.52

文献标志码: A

Characteristics of ore-forming fluids of Cu-Ag(±Pb-Zn) polymetallic deposits in western Lanping Basin, Yunnan Province

ZHANG JinRang^{1,2}, WEN HanJie², QIU YuZhuo^{2,3}, ZOU ZhiChao⁴ and DU ShengJiang²

(1 Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China; 2 State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China; 3 Key Laboratory for Metallogenic Process, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 4 College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China)

Abstract

The Lanping Basin is a significant Pb-Zn-Cu-Ag mineralization belt of the Sanjiang Tethyan metallogenic province in China. A series of sediments-hosted Himalayan Cu-Ag-Pb-Zn polymetallic deposits have been discovered in the western part of the Basin, controlled by a thrust-nappe system. In the thrust-nappe system, the Cu orebodies mainly occur in the western and relatively deep part of the mineralization system (the root zone), whereas the Pb-Zn-Ag(±Cu) orebodies occur in the eastern and relatively shallow part of the system (the front zone), both

* 本文得到国家青年科学基金项目(编号: 41403038)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2009CB421005)和中国地质调查局综合研究项目(编号: 12120113094400)联合资助

第一作者简介 张锦让,男,1985年生,助理研究员,从事矿床地球化学研究。Email: zhangjinrang123@163.com

** 通讯作者 温汉捷,男,1971年生,博士生导师,研究员,从事矿床地球化学研究。Email: wenhanjie@vip.gyig.ac.cn

收稿日期 2013-11-08; 改回日期 2015-04-29。秦思婷编辑。

with vein-type mineralization. In this paper the authors present new data, combined with existing data on fluid inclusions, isotopes and geological characteristics of representative deposits, to provide the first study that contrasts mineralizing fluids in the Cu-Ag (Mo) and Pb-Zn-Ag (Cu) polymetallic deposits. Fluid inclusion and isotope studies show that the Cu-Ag (Mo) mineralization in the root zone was derived predominantly from deep crustal fluids, with the addition of basinal brines. The deep crustal fluids are marked by high CO₂ content, relatively high temperatures (280°C to 340°C) and low salinities (1% to 4%). In comparison, hydrothermal activity associated with the Pb-Zn-Ag (±Cu) deposits in the front zone is characterized by basinal brine, with relatively low temperatures (160°C to 240°C), high salinities (22.0% to 24.0%), and low CO₂ concentrations. Although evolved meteoric waters have predominantly been proposed as the source for deep crustal fluids, magmatic and metamorphic components cannot be completely excluded. The basinal brine was predominantly derived from meteoric water.

Key words: geochemistry, ore-forming fluids, Cu-Ag(±Pb-Zn) polymetallic deposits, western Lanping Basin, Yunnan

“三江”中段兰坪盆地是一个典型的中生代—新生代陆内盆地,其大地构造上属于环特提斯构造域的一个重要组成部分,是中国著名的“三江”构造—成矿带的一个重要组成部分。兰坪盆地是著名的贱金属成矿区,产出丰富的矿产资源,除主要的Pb、Zn、Cu外,还有Ag、Sr、Hg、Sb、As、Au及石膏、石盐、黄铁矿等矿产。其中,最为重要的是产出于盆地中北部的一系列喜马拉雅期沉积岩容矿的Pb-Zn和Cu-Ag等多金属矿床,这些矿床均产于碰撞造山带(新生代印度—亚洲大陆碰撞)环境,主体赋存于盆地内部中生代—新生代沉积地层中,受逆冲推覆构造系统控制,显著区别于世界上已知的各类沉积岩容矿的贱金属矿床,如喷流—沉积(Sedex)型Pb-Zn矿床、密西西比河谷(MVT)型Pb-Zn矿床、砂岩(SST)型Pb-Zn矿床和砂岩(SSC)型Cu矿床(Misra, 2000; 侯增谦等, 2006; 2008; Xue et al., 2007; 邓军等, 2010; 宋玉财等, 2011)。

在空间上,这些矿床的分布严格受到盆地东、西2大逆冲推覆构造系统的控制,成矿元素分带明显(徐启东等, 2003; 2004; 侯增谦等, 2008; He et al., 2009; 王光辉, 2010)。西部逆冲推覆构造控制了盆地西缘的Cu-Ag(±Pb-Zn)多金属矿床,在逆冲推覆构造系统内部,成矿作用亦存在明显的分带性。根部带主要发育脉状Cu-Ag(Mo)矿床,包括金满Cu-Ag、连城Cu-Mo矿床及一系列脉状Cu矿床。前锋带以发育叠瓦状逆冲断裂为特征,主要发育Pb-Zn-Ag(±Cu)矿床,包括白秧坪Pb-Zn-Ag-Cu多金属矿集区及一系列小型的Pb-Zn矿床(侯增谦等, 2008; He et al., 2009; 王光辉, 2010)。

长期以来,前人对盆地西缘Cu-Ag-Pb-Zn多金属矿床的成矿作用及成矿流体研究多局限于单个矿床,并且意见分歧较大(颜文等, 1997; 何明勤等, 1998; 阙梅英等, 1998; 李峰等, 2000; Chi et al., 2011)。大部分研究者认为成矿流体及成矿物质主要来源于盆地内部(刘家军等, 2000a; 2000b; 李峰等, 2000; 吴南平等, 2003; He et al., 2009);部分学者强调成矿可能与盆地边缘深源隐伏岩浆活动、深部变质作用,甚至幔源流体活动有关(Ji et al., 1998; 阙梅英等, 1998; 薛春纪等, 2002a; Chi et al., 2011)。近年来,越来越多的研究表明,盆地西缘根部带的Cu矿床和前锋带的Pb-Zn矿床在矿体产出形态、流体包裹体特征、同位素特征及成矿时代都存在较大差异。徐启东等(2004)和宋玉财等(2011)指出,盆地西缘Cu矿床和Pb-Zn矿床的成矿作用可能与不同期次、不同性质的成矿流体活动有关。但目前对逆冲推覆构造系统内成矿流体的演变规律、成矿元素的分带机制研究较少,区域成矿流体特征、来源及演化亦存在较大争议(徐启东等, 2003; 2004; 侯增谦等, 2008; 宋玉财等, 2011)。

鉴于此,本文在充分收集和总结前人成果的基础上,系统分析了盆地西缘Cu-Ag(±Pb-Zn)多金属矿床成矿流体特征,进行了根部带Cu和前锋带Pb-Zn矿床成矿流体的对比研究,结合成矿背景、各矿床地质特征及成矿元素分带特征,探讨了盆地西缘Cu-Ag(±Pb-Zn)多金属矿床成矿流体的性质、来源及演化,以期为认识兰坪盆地多金属矿集区的成矿元素分带规律、成矿模式提供新的资料。

1 成矿地质背景

兰坪-思茅盆地(即兰坪盆地)是一个典型的中生代-新生代陆内盆地,大地构造上处于特提斯与环太平洋两大巨型构造域的结合部位,位于阿尔卑斯-喜马拉雅巨型构造带东段弧形转弯处(即青藏高原东缘),受到印度板块和欧亚板块相互作用的影响,地质构造活动复杂。滇西“三江”地区包括怒江、澜沧江和金沙江-哀牢山3条板块缝合线,兰坪盆地是处在澜沧江与金沙江-哀牢山缝合线之间的一个微板块,即昌都-思茅微板块,其东侧与扬子板块相邻接,西侧与藏滇板块毗(图1,阙梅英等,1998;薛春

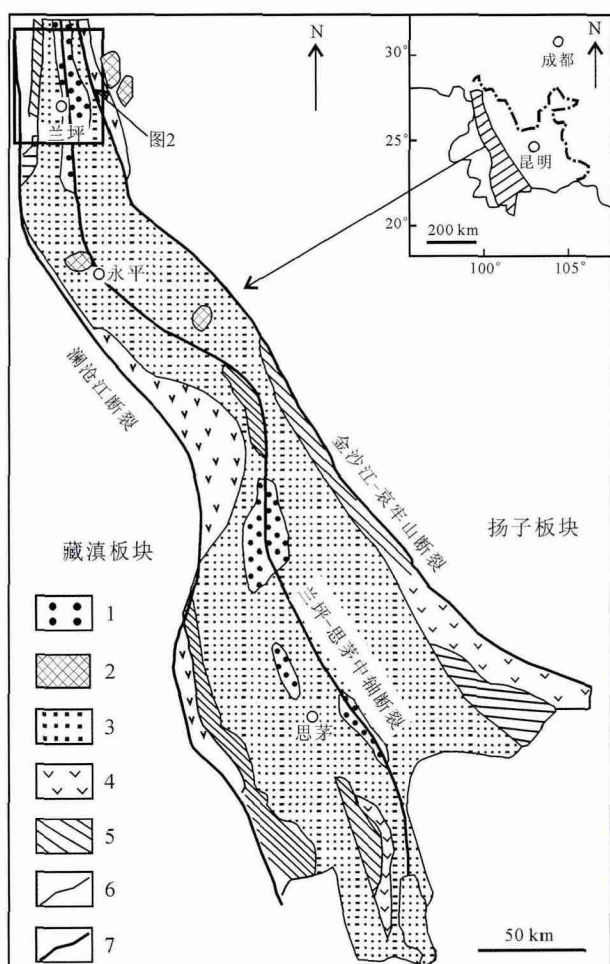


图1 兰坪-思茅盆地地质与构造略图(据李峰等,2000)
1—第三系砂岩、粉砂岩、泥岩; 2—岩浆岩; 3—侏罗系-白垩系粉砂岩、泥岩、砂岩; 4—中上三叠系火山岩; 5—古生代变质岩;
6—地层界线; 7—断裂

Fig. 1 Sketch geological and tectonic map of the Lanping-Simaao Basin (modified after Li et al., 2000)

1—Tertiary sandstone, siltstone and mudstone; 2—Igneous intrusions; 3—Jurassic-Cretaceous siltstone, mudstone and sandstone; 4—Middle-Upper Triassic volcanic rocks; 5—Palaeozoic metamorphosed rock; 6—Stratigraphic boundary; 7—Fault

纪等,2002a)。以盆地东、西边缘金沙江-哀牢山断裂和澜沧江断裂及盆地中轴断裂为主的盆地断裂系统控制了盆地的构造演化。

兰坪盆地内部主要出露中生界地层,古生界地层仅在盆地边缘有少量出露(牟传龙等,1999;赵海滨,2006;Xue et al., 2007)。研究区内与成矿关系密切的地层主要包括:①上三叠统三合洞组,岩性比较单一,主要为一套陆源生物碎屑灰岩、砂屑灰岩、白云质灰岩,总体为碳酸盐沉积环境的产物。②中侏罗统花开佐组,由上、下2个岩性段组成,下段为紫红色层状砾岩夹石英杂砂岩、绢云母板岩,砾石成分主要为安山岩、玄武岩、长石石英砂岩、灰岩和板岩等;上段为浅灰绿色、灰白色薄层状绢云母钙质板岩、泥灰岩、含碳钙质板岩、中细粒长石石英砂岩夹绢云母板岩。花开佐组与下侏罗统为平行不整合或角度不整合接触。③下白垩统景星组,为一套紫红色粉砂岩、中粗粒砂岩夹灰绿色砂岩、砾岩和泥岩。④古新统云龙组,主要为泥岩、粉砂质泥岩、灰紫色钙质粉砂岩,局部可见石膏层。

兰坪盆地的新生代岩浆岩多分布于盆地边缘,其最显著的特点是受澜沧江和金沙江-哀牢山等断裂控制(罗君烈等,1994;阙梅英等,1998)。盆地内部只在南部永平、巍山一带出露水云岩体、卓潘岩体、莲花山等碱性岩体,岩体的成岩年龄在68~23 Ma之间(张成江等,2000;薛春纪等,2002a;董方洙等,2005)。虽然张成江等(2000)根据航磁资料、重力测量及遥感资料,曾推测兰坪盆地中北部沿兰坪-思茅断裂存在一巨大的隐伏岩浆系统,但盆地中北部至今没有新生代岩浆活动的报道。

2 矿床分布及典型 Cu 多金属矿床地质特征

2.1 兰坪盆地矿床分布特征及成矿分带概述

兰坪盆地自形成以来,经历了复杂的构造演化过程,主要经历了特提斯、印度-亚洲碰撞两大构造演化事件,形成特提斯、碰撞造山两大成矿系统(李文昌等,2001;2010)。受印度-亚洲大陆对接碰撞(始于65 Ma左右)的影响,盆地两侧的中生代地层作为构造岩片,由盆地两侧向中央推进,推覆于古近系地层之上,形成近平行的东、西两大逆冲推覆构造系统,在盆地内形成一系列的推覆体和飞来峰,控制着盆地内 Pb-Zn-Ag-Cu 多金属矿床的分布(图2)(徐

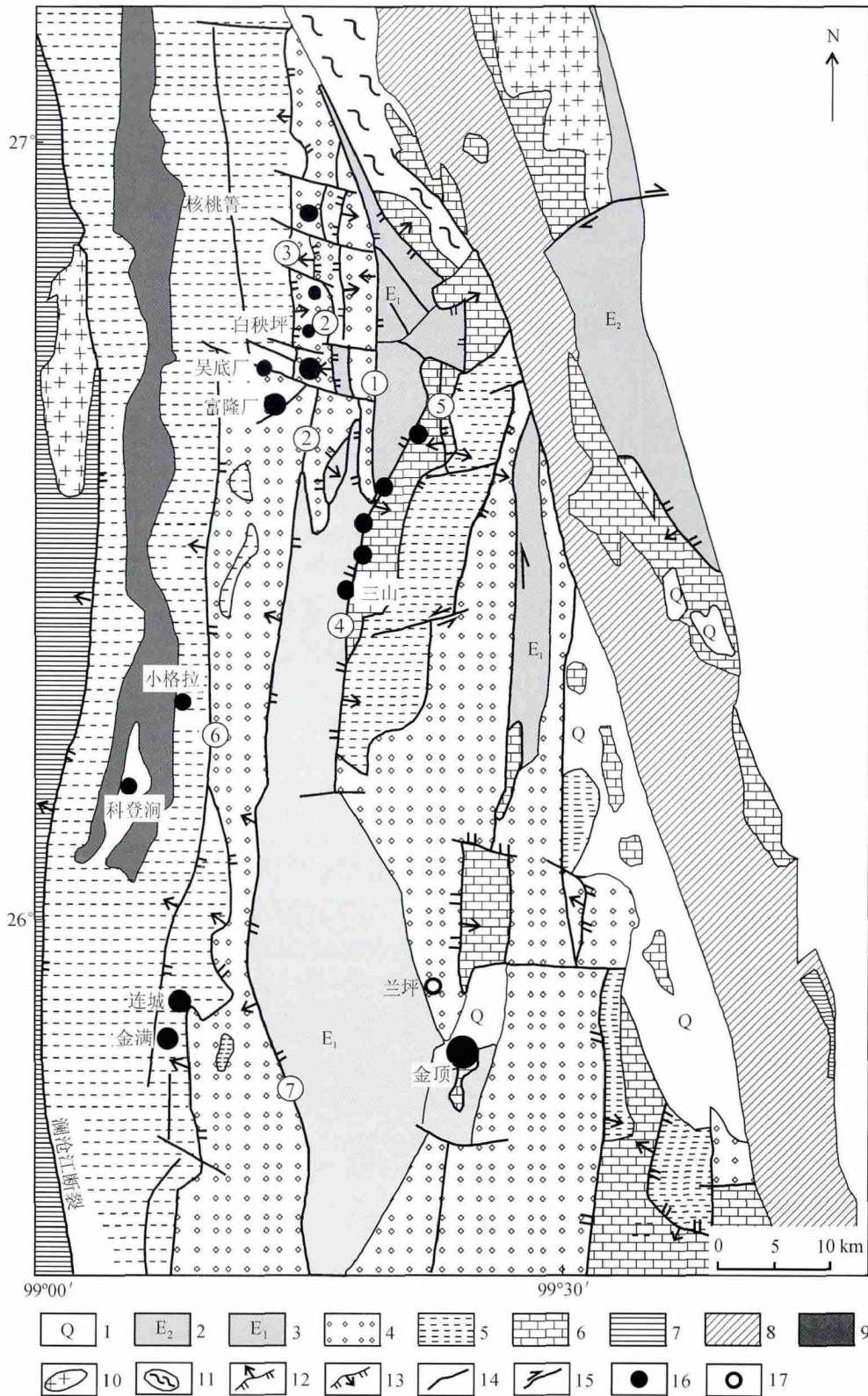


图 2 兰坪盆地中北部区域地质及矿产分布图(据侯增谦等 2008)

1—第四系沉积物; 2—始新统砂岩、泥岩; 3—古新统地层; 4—白垩系砂岩、粉砂岩; 5—侏罗系泥岩、砂岩; 6—三叠系碎屑岩、灰岩; 7—中-上三叠系; 8—三叠系变质岩; 9—石炭系—二叠系; 10—岩浆岩; 11—雪龙山变质岩; 12—逆断层; 13—正断层; 14—断层; 15—走滑断层; 16—矿床; 17—城镇

断裂: ①—匡力底断裂; ②—四十里箐断裂; ③—富隆厂断裂; ④—华昌山断裂; ⑤—水磨房断裂; ⑥—营盘断裂; ⑦—大山箐断裂

Fig. 2 Geological map showing distribution of main deposits in middle-northern Lanping-Simao Basin (modified after Hou et al. 2008)

1—Quaternary sediments; 2—Eocene sandstone and mudstone; 3—Paleocene strata; 4—Cretaceous sandstone and siltstone; 5—Jurassic mudstone and sandstone; 6—Triassic clastic rocks and limestone; 7—Middle-Upper Triassic rocks; 8—Triassic metamorphic rocks; 9—Carboniferous and Permian rocks; 10—Magmatic rocks; 11—Xuelongshan metamorphic rocks; 12—Thrust fault; 13—Normal fault; 14—Fault; 15—Strike-slip fault; 16—Ore deposit; 17—Town

Fault: ①—Kuangliidi fault; ②—Sishiliqing fault; ③—Fulongchang fault; ④—Huachangshan fault; ⑤—Shuimofang fault; ⑥—Yingpan fault; ⑦—Dashanqing fault

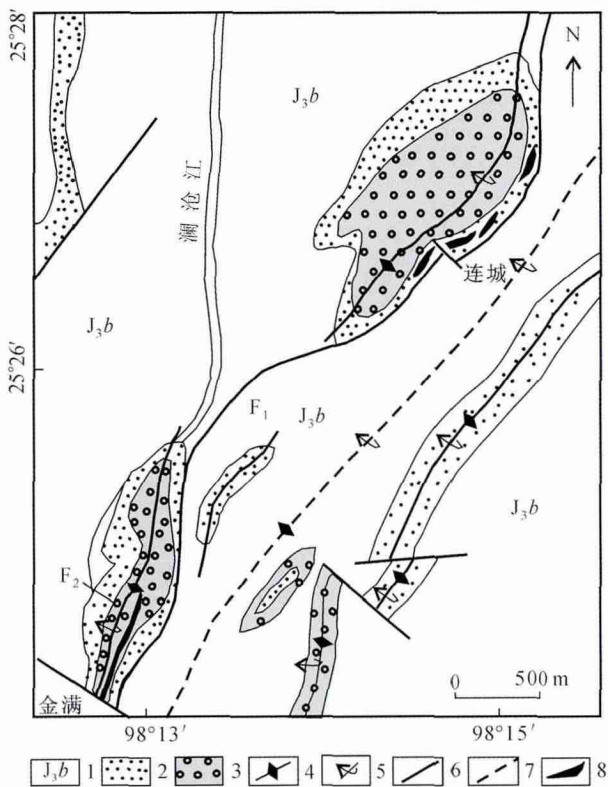


图 3 金满-连城矿床地质简图(据李峰等 2000)

1—上侏罗统坝注路组绢云母板岩; 2—上侏罗统花开佐组上段上部砂岩; 3—侏罗系花开佐组上段下部钙质板岩; 4—背斜轴部; 5—倒转地层; 6—断层; 7—推测断层; 8—矿体

Fig. 3 Geological sketch map of the Jinman and Liancheng deposits (modified after Li et al. 2000)

1—Upper Jurassic Bazhulu Formation: argillaceous clastic rock; 2—Upper section of Upper Huakaizuo Formation sandstone; 3—Lower section of Upper Huakaizuo Formation: carbonaceous shale/slate; 4—Axis of anticline; 5—Reversed strata; 6—Fault; 7—Inferred fault; 8—Orebody

启东等, 2003; 2004; 何龙清等, 2004; 侯增谦等, 2006; 2008)。东部逆冲推覆构造控制了盆地东缘的 Pb-Zn-Ag-Cu 多金属矿床, 主要包括金顶 Pb-Zn 矿床、河西三山 Pb-Zn-Ag-Cu 多金属成矿带及一系列小型 Pb-Zn 矿床/点; 西部逆冲推覆构造则控制了盆地西缘的 Cu-Ag (±Pb-Zn) 多金属矿床, 主要包括白秧坪、富隆厂、金满、连城、科登涧等 Cu 多金属矿床 (图 2)。

2.2 典型 Cu 多金属矿床的地质特征

西部逆冲推覆构造系统根部带以西倾的高角度的 NS 向逆断层为界, 三叠纪地层叠覆于侏罗系之上, 主要发育脉状 Cu-Ag (Mo) 矿床, 主要包括金满 Cu-Ag、连城 Cu-Mo 矿床及 30 余个小型脉状 Cu 矿床 (科登涧、小格拉、恩棋等), 这些矿床主要赋存于侏罗系花开佐组的杂色碎屑岩中, 矿体受近 SN 向 (逆冲) 断裂控制; 前锋带主要发育 Pb-Zn-Ag (±Cu) 矿床, 主要包括白秧坪 Pb-Zn-Ag-Cu 多金属矿集区及一系列小型的 Pb-Zn 矿床, 受逆冲推覆构造系统中次级断裂系统控制。现将典型矿床的矿床地质特征简述如下。

2.2.1 金满 Cu 矿床

金满 Cu 金属矿床紧靠澜沧江深大断裂, 西矿带规模最大的、品位最高的 Cu 矿床, 拥有大于 20 万吨的 Cu, 平均品位 2.6% (李峰等, 2000; He et al., 2009; Chi et al., 2011)。该矿床构造位置处于西部逆冲推覆构造的根部带, 矿区内断裂和褶皱非常发育, 主要构造为金满-连城复式倒转背斜, 背斜轴向为 NNE 向, 并伴有一系列近 SN 向、倾向 W 的逆断层 (侯增谦等 2008; 王光辉 2010) (图 3)。

矿区广泛出露有中侏罗统花开佐组和上侏罗统坝注路组。花开佐组地层为浅绿灰色、灰白色长石英砂岩夹绢云母板岩、钙质板岩, 局部夹白云岩, 为矿区主要赋矿层位; 上侏罗统坝注路组主要为紫红色绢云母板岩夹数层薄至中厚层砂岩 (李峰等, 2000; 王光辉 2010)。

矿体主要产出在中侏罗统花开佐组地层中, 特别是花开佐组上段。矿体主要分布在次级背斜的层间破碎带和轴部附近的张裂隙中 (李峰等 2000; 侯增谦等 2008; 王光辉 2010)。按照矿体的产出特征可将其大致分为 2 类: 一类产于花开佐组上段上部与下部之间砂岩与泥岩接触界面及其附近的层间断裂破碎带中, 其规模大、品位高、稳定性好, 呈带状、似层状或大脉状产出, 如 I 号主矿体, 矿体长 1350 m, 厚 1 ~ 15 m, 平均厚度 8.2 m, 延深 350 m, 走向 NE 25°, 倾向 NW, 倾角介于 70 ~ 85°, 局部直立或微弱

倒转, Cu 品位为 0.65% ~ 12.02%, 平均品位 2.58%, Ag 平均品位为 21.9 g/t。另一类赋存于花开佐组上段上部砂岩或砂岩夹泥岩的裂隙、断裂或劈理带中, 呈脉状, 主矿体以外的所有矿体均赋存于该部位。矿体的规模较小, 品位低, 稳定性差, 也称

为细脉型矿体。

矿床围岩蚀变以中低温蚀变类型为主, 主要有硅化、方解石化、重晶石化和菱铁矿化等, 主要形成硅化岩石及大量含矿石英、方解石脉, 这些脉体厚度变化较大, 几毫米到几十厘米均有出现(图 4a~c)。

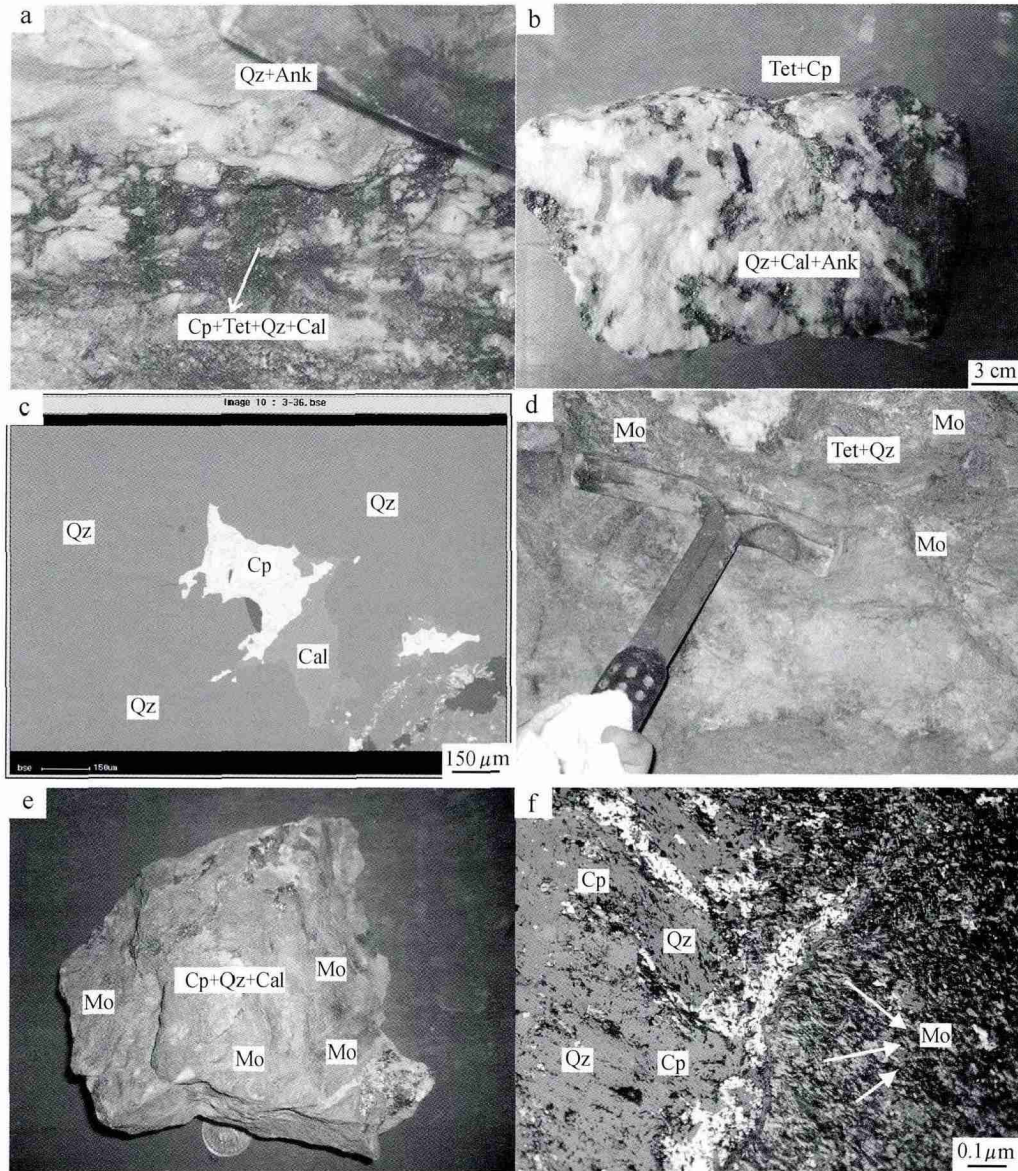


图 4 金满-连城矿床矿物组合手标本及镜下照片

a. 主矿期硫化物石英-方解石脉切割早期石英铁白云石脉(金满矿床); b. 硫化物石英-方解石脉(金满矿床); c. 含黄铜矿石英-方解石脉充填在早期石英裂隙中(电子探针背散色图像, 金满矿床); d. 含辉钼矿、黄铜矿砂岩中的含铜矿石英脉(连城矿床); e. 主矿期硫化物石英脉呈网脉状充填在早阶段辉钼矿中(连城矿床); f. 主矿期硫化物石英网脉状切割早阶段辉钼矿(连城矿床)
Qz—石英; Ank—铁白云石; Cal—方解石; Cp—黄铜矿; Tet—黝铜矿; Mo—辉钼矿

Fig. 4 Scanned images of ores and photomicrographs showing relationships of hydrothermal minerals in the Jinman and Liancheng deposits

a. Syn-mineralization copper sulfides-bearing quartz and calcite veins cutting pre-mineralization quartz and ankerite vein (Jinman deposit); b. Sulfide-rich quartz and calcite vein (Jinman deposit); c. Back-scattered electron (BSE) image of quartz that is cut by chalcopyrite-bearing quartz veinlets (Jinman deposit); d. Tetrahedrite-bearing quartz vein filling molybdenite-bearing sandstone (Liancheng deposit); e. Early molybdenite cut by quartz-sulfide veins (Liancheng deposit); f. Early fibrous molybdenite cut by quartz-sulfide vein (Liancheng deposit)
Qz—Quartz; Ank—Ankerite; Cal—Calcite; Cp—Chalcopyrite; Tet—Tetrahedrite; Mo—Molybdenite

矿石矿物主要以黝铜矿、砷黝铜矿、黄铜矿、斑铜矿、辉锑矿等铜、锑硫化物为主;脉石矿物有重晶石、石英、方解石、铁白云石等。矿石构造多为浸染状、块状、角砾状、脉状、网脉状等;结构以充填、交代及半自形粒状结构为主,部分矿石中还出现生物结构,如黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿的草莓结构和木质结构(李峰等 2000;刘家军等 2001)。

根据矿床矿化形式、矿物共生组合和矿脉穿插关系,金满铜多金属矿床成矿作用可分为成矿前、主成矿期、成矿后 3 个阶段,3 个阶段的矿物组合(图 4a~c)分别为①成矿前:石英+铁白云石+少量黄铜矿+黝铜矿+少量黄铁矿;②主成矿期:石英+方解石+大量黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿+少量砷黄铁矿;③成矿后:石英+方解石+少量黄铜矿、斑铜矿、铜蓝及黄铁矿(赵海滨 2006)。成矿后的表生氧化作用形成了褐铁矿、铜蓝等次生矿物。

2.2.2 连城 Cu-Mo 矿床

连城 Cu-Mo 多金属矿床位于兰坪县营盘镇以西约 2.2 km,距离金满矿床 NE 向 3 km 左右,在构造位置上与金满矿床同处于西部逆冲推覆构造带根部位置(图 2、图 3a;李峰等 2000;侯增谦等 2008;王光辉 2010),是盆地内唯一一个含 Mo 矿化的脉状 Cu 矿床。区内出露的地层与金满矿区基本相同,主要赋矿岩层为中侏罗统花开佐组上段。区内断裂、褶皱、裂隙和劈理非常发育,主要控矿构造为金满-连城复式倒转背斜控制,背斜轴向为 NNE 向。连城 Cu-Mo 多金属矿床由 8 个大小不等的脉状、透镜状矿体组成,矿体主要分布在次级背斜的层间破碎带和轴部附近的张裂隙中。

该矿床矿物组成比较简单,矿石矿物主要有黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿和辉铜矿及少量氧化矿;脉石矿物主要为石英和碳酸盐矿物组合,含少量绢云母(图 4d~f)。连城矿床矿石结构构造与金满矿区基本相同,矿石结构为半自形-他形粒状结构、溶蚀结构和交代结构等,矿石构造以脉状为主,次为块状和浸染状。另外,区内发育有少量纹层状黄铜矿、斑铜矿。矿区最常见的围岩蚀变类型为硅化和碳酸盐化,其次为重晶石化、绢云母化、菱铁矿化和黄铁矿化等。

连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿作用可大致分为 3 个阶段(图 4d~f):早阶段为辉钼矿 ± 黄铁矿石英脉,其中辉钼矿多呈片状、纤维状产在石英脉及围岩的表面,石英脉中常发育有少量黄铁矿、黄铜矿;

中阶段为含铜硫化物石英脉 ± 方解石/菱铁矿,其中含铜硫化物以黄铜矿、黝铜矿、斑铜矿为主,多呈脉状、点状产出;晚阶段主要为石英-方解石脉或菱铁矿细脉,偶含黄铁矿,伴随矿化较弱,充填交切早、中阶段矿脉。成矿后的表生氧化作用主要形成了褐铁矿、铜蓝等次生矿物。

2.2.3 白秧坪 Pb-Zn-Ag-Cu 多金属成矿带

白秧坪矿床是继金顶矿床之后在兰坪盆地内发现的又一个超大型 Pb-Zn-Ag-Cu 多金属矿集区,主要包括白秧坪和富隆厂矿段,Ag 储量约 2000 吨、Cu 储量约 12 万吨,以及一定量的 Pb、Zn,其外围还发育大量的 Pb-Zn 矿床(点),如黄竹厂、核桃箐、挂登、李子坪、吴底厂等。其构造位置处于西部逆冲推覆构造前缘带。

景星组仅出露于矿区中部,岩石破碎,小构造发育,是矿区的主要含矿层位;次要含矿层位为花开佐组。矿体分布主要受西倾的四十里箐主逆冲断裂派生的 NE 向次级断裂(F6、F9、F12)控制。这些次级断裂具压扭性质,倾向 NW,倾角为 70~87°(侯增谦等 2008;宋玉财等 2011)。矿体赋存于下白垩统景星组砂岩及细砂岩建造中,部分赋存于中侏罗统花开佐组碎屑岩及碳酸盐岩+泥质岩组合,但矿体展布明显不受岩性控制,而与断裂关系密切,矿体沿断裂带呈脉状或透镜状(赵海滨 2006)。富隆厂矿段有 5 个矿体,呈脉状,矿体长度介于 210~1500 m,总长度 5000 m 以上,厚度 0.56~6.75 m。主要成矿元素为 Ag、Cu、Pb,矿体 Ag 品位最高,可达 2045 g/t,多集中在 99~427 g/t 之间;Cu 品位介于 0.48%~9.49%。白秧坪矿段有 4 个矿体,为一组近于平行的 NE 向含矿断裂破碎带所控制,断裂带呈近等距平行排列,矿体呈脉状、透镜状产于构造破碎带中,矿体走向 NE 向,倾向 300~325°。主要矿化元素有 Cu、Co、Ag,Cu 品位介于 0.3%~7.2%;Co 品位介于 340~1020 g/t;Ag 品位低,多集中于 3~34 g/t。

矿石矿物主要包括黝铜矿、砷黝铜矿、汞银矿、辉银矿、辉锑矿和方铅矿等,有时也出现黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿。脉石矿物以菱铁矿、铁白云石、方解石为主,次为重晶石,见少量石英(赵海滨 2006;侯增谦等 2008;宋玉财等 2011)。矿床围岩蚀变较强,成矿前主要出现硅化、黄铁矿化,成矿期蚀变以碳酸盐化、重晶石化为主,蚀变分带明显,自矿体向外由碳酸盐化向重晶石化、黄铁矿化,再向黄铁矿化、硅化变化(赵海滨 2006;侯增谦等 2008;宋玉财

等 2011)。

3 典型矿床流体包裹体地球化学

为研究兰盆地西矿带成矿流体性质及演化,对金满、连城、恩棋、科登洞、小格拉和白秧坪等多金属矿床进行了详细的地质调研,并划分成矿阶段。在此基础上,选取兰坪盆地西矿带内 3 个典型的 Cu-Ag (\pm Pb-Zn) 多金属矿床(金满、连城、白秧坪),系统采集了成矿流体包裹体研究样品 70 余个。将包括上述 3 个典型矿床各成矿阶段样品,磨制成厚度约为 0.1 mm 双面剖光的薄片进行岩相学和流体包裹体观察,然后挑选有代表性的包裹体样品进行显微测温 and 激光拉曼光谱分析。流体包裹体的测温工作在中国科学院矿床地球化学国家重点实验室的流体包裹体室完成,测试仪器为 Linkam THMSG 600 型冷热台,测温范围为 $-196 \sim 600^{\circ}\text{C}$,冷冻数据(50°C 以下)和加热数据(100°C 以上)精度分别为 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 和 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ (Su et al., 2009)。单个包裹体的激光拉曼探针成分分析在中国科学院矿床地球化学国家重点实验室的激光拉曼光谱实验室完成。测试仪器为 Renishaw 公司生产的 InVia Reflex 型显微共焦激光拉曼光谱仪,光源为 Spectra-Physics 氢离子激光器,波长 514 nm,激光功率 20 mW,空间分辨率为 $1 \sim 2 \mu\text{m}$,积分时间一般为 30 s,局部测试积分时间适当延长, $100 \sim 4000 \text{ cm}^{-1}$ 全波段一次取谱。

3.1 流体包裹体岩相学

选取的兰坪盆地西矿带内 3 个典型 Cu-Ag (\pm Pb-Zn) 多金属矿床不同阶段石英中存在大量的包裹体,既有原生成因,又有次生成因,次生包裹体多沿矿物裂隙成线状分布,形态多不规则,本次研究中予以剔除。

根据流体包裹体在室温下的相态特征和气相组成,可将流体包裹体划分为 3 种主要类型(图 5): ① 水溶液包裹体(A 型),在 3 个典型矿床成矿各阶段均有出现,包裹体大小变化较大,直径介于 $6 \sim 40 \mu\text{m}$,形态多样,常见的有椭圆形、负晶形和不规则形等。室温下由气、液两相构成,气相分数多集中在 $10\% \sim 20\%$ (图 5a、b、e~j)。② 含 CO_2 水溶液包裹体(B 型),此类包裹体主要出现在金满、连城矿床的早中阶段,个体介于 $6 \sim 35 \mu\text{m}$,多呈椭圆状和负晶形,多数包裹体孤立分布,少数在硫化物周围密集成群分布。按室温下包裹体相数,这类包裹体可以分

为三相型(B-1)和两相型(B-2)。包裹体中 CO_2 相($L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$)所占比例差别较大,变化于 $20\% \sim 70\%$ 之间(图 5a、c~f)。③ 富/纯 CO_2 包裹体(C 型),包裹体只出现 CO_2 相,水溶液相不可见或极少,此类包裹体也主要出现在金满、连城矿床的早、中阶段,个体介于 $10 \sim 36 \mu\text{m}$,多呈椭圆状和负晶形,孤立状分布(图 5b、f、h)。各类型包裹体在 3 个典型矿床中发育的情况存在很大差别,金满矿床发育 A、B、C 型 3 类包裹体,以 A 型为主;连城矿床发育 A、B、C 型 3 类包裹体,以 B 型为主,最显著的特点是 3 类包裹体密切共生(图 5e、f);白秧坪矿床主要发育 A 型包裹体,而 B 型和 C 型包裹体极少出现(图 5i、j)。

3.2 流体包裹体显微测温结果

在对流体包裹体进行详细的岩相学观察和包裹体分类的基础上,选择具代表性的流体包裹体开展显微测温工作。通过对包裹体的冷冻、回温和加热测得固体 CO_2 熔化温度(t_{m,CO_2})、冰点温度($t_{\text{m},\text{ice}}$)、 CO_2 笼合物完全熔化温度($t_{\text{m},\text{cla}}$)、部分均一温度(t_{h,CO_2})以及完全均一温度(t_{h})。

水溶液包裹体(A 型)根据测得的冰点温度,在 Bodnar(1993)冰点与盐度关系表中就可以查得其盐度;含 CO_2 水溶液包裹体(B 型)的盐度计算则是根据 Roedder(1984)给出的笼合物熔化温度和盐度关系表中查得。各矿床显微测温结果列于表 1,其中,白秧坪矿集区因前人做过大量的测温工作(苏祺, 2003; 杨伟光等, 2003; 徐晓春等, 2005; 薛伟等, 2010),本次工作仅测得少量数据。

3.2.1 连城矿床

(1) 早阶段石英脉中存在 3 种类型的包裹体,以 CO_2 - H_2O 包裹体(B 型)和纯/富 CO_2 包裹体(C 型)为主。水溶液包裹体(A 型)冷冻法测得冰点温度为 $-19.9 \sim -5.8^{\circ}\text{C}$,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $9.0\% \sim 22.3\%$;包裹体大多均一至液相,完全均一温度介于 $236 \sim 346^{\circ}\text{C}$ (表 1、图 6);密度的估算利用均一温度和盐度值在 NaCl - H_2O 体系参数据表(刘斌等, 1999)中查得。两相包裹体的密度介于 $0.77 \sim 0.98 \text{ g/cm}^3$ 。此外,少数包裹体在冷冻回温过程中,显示较低的共结点温度($-27 \sim -45^{\circ}\text{C}$),表明成矿流体可能除 NaCl 以外,还有其他组分参与。

CO_2 - H_2O 型包裹体(B 型)可以分为三相型(B-1)和两相型(B-2)。冷冻至液相全冻时回温,固相 CO_2 的熔化温度为 $-57.8 \sim -56.4^{\circ}\text{C}$,略低于纯

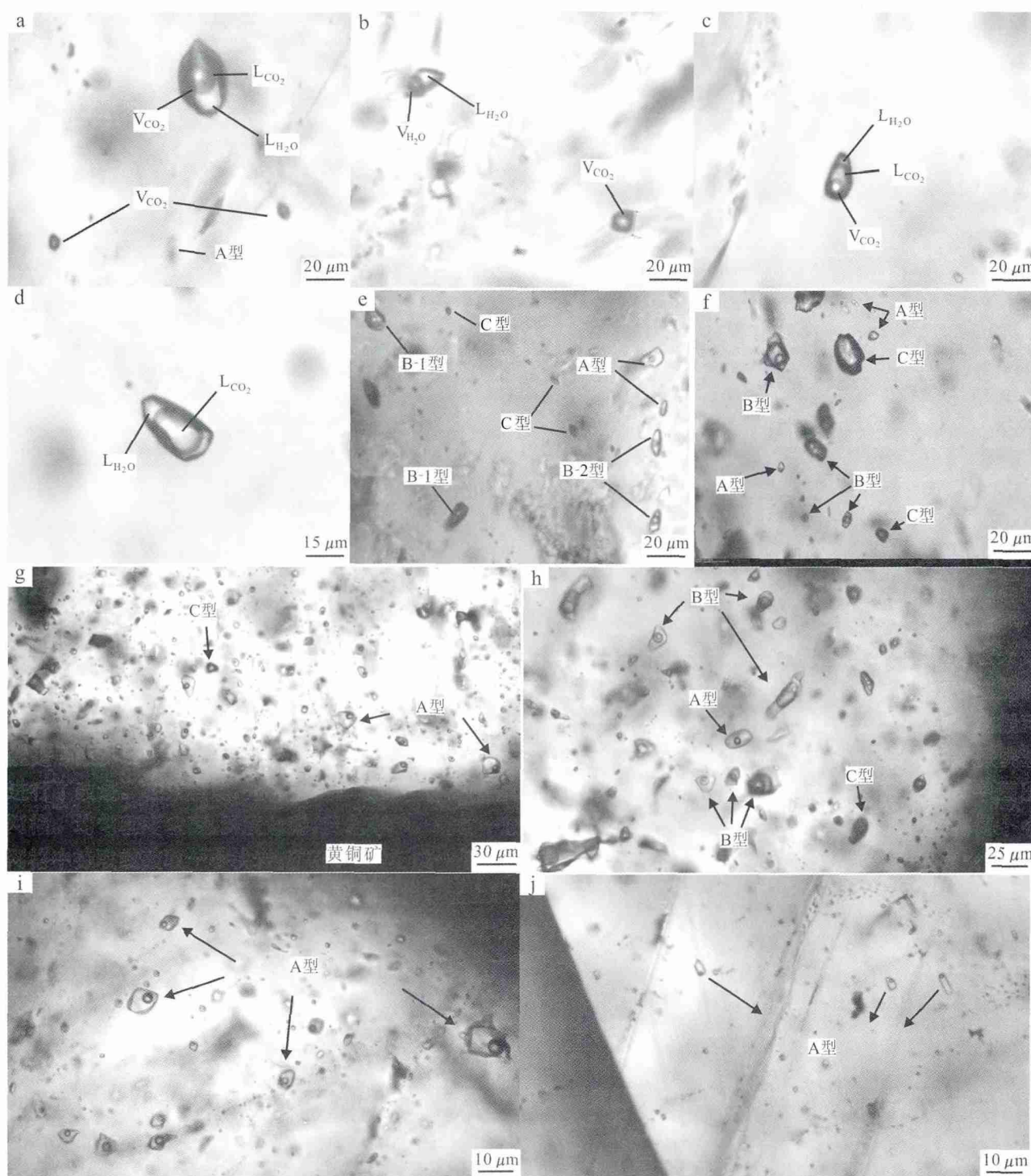


图 5 兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(±Pb-Zn) 矿床脉石矿物中流体包裹体照片(25℃)

a. 石英中水溶液(A型)包裹体、CO₂-H₂O三相(B-2型)包裹体与富CO₂(C型)包裹体共存(连城矿床); b. 石英中水溶液(A型)包裹体与富CO₂(C型)包裹体共存(连城矿床); c. 石英中呈孤立状分布的CO₂-H₂O三相(B-2型)包裹体(连城矿床); d. 石英中CO₂-H₂O二相(B-1型)包裹体(连城矿床); e. 石英中水溶液包裹体(A型)、CO₂-H₂O(B型)包裹体与富CO₂(C型)包裹体共存(连城矿床); f. 石英中水溶液包裹体(A型)、CO₂-H₂O(B型)包裹体与富CO₂(C型)包裹体共存(连城矿床); g. 水溶液包裹体群和少量富CO₂(C型)包裹体分布在与黄铜矿密切共生的石英颗粒中(金满矿床); h. 水溶液(A型)包裹体、CO₂-H₂O(B-2型)包裹体与富CO₂(C型)包裹体共存于石英颗粒中(金满矿床); i. 石英中水溶液(A型)包裹体(白秧坪矿床); j. 方解石脉中一些水溶液(A型)包裹体(白秧坪矿床)

Fig. 5 Photomicrographs of fluid inclusions at 25°C in the vein-type Cu-Ag(±Pb-Zn) deposits within the western Lanping Basin. a. Type A, B-2, and C inclusions occurring together with C inclusions in quartz from the Liancheng deposit; b. Type A inclusions occurring together with C inclusions in quartz from the Liancheng deposit; c. Type B-2 occurring alone in quartz from the Liancheng deposit; d. Type B-1 occurring alone in quartz from the Liancheng deposit; e. Type A, B, and C inclusions coexisting together within a small area at the Liancheng deposit; f. Type A, B, and C inclusions coexisting together within a small area at the Liancheng deposit; g. Several type A inclusions and minor type C inclusions occurring near chalcopyrite at the Jinman deposit; h. Type A, B, and C inclusions coexisting together within a small area in quartz at the Jinman deposit; i. A series of type A inclusions occurring together in quartz from the Baiyangping ore belt; j. Some type A inclusions in calcite vein from the Baiyangping ore belt

表1 兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(±Pb-Zn) 矿床流体包裹体显微测温数据

Table 1 Fluid inclusion types and microthermometric data from the vein-type Cu-Ag(±Pb-Zn) deposits in western Lanping Basin

矿床名称	寄主矿物	类型	$t_{m,CO_2}/^{\circ}C$	$t_{m,ela}/^{\circ}C$	$t_{h,CO_2}/^{\circ}C$	$t_h/^{\circ}C$	$w(NaCl_{eq})/\%$
金满矿床	成矿前石英	A型				143~236	3.1~18.0
		B型	-57.1~-56.8	7.8~9.6	21.8~30.1	224~334	0.8~4.3
		C型			20.8~29.7		
	主成矿期石英	A型				116~239	4.1~22.8
		B型	-57.8~-56.7	7.6~9.8	22.1~30.1	217~327	0.4~4.6
		C型			21.8~29.6		
连城矿床	早阶段石英	A型				236~346	9.0~22.3
		B型	-57.8~-56.4	7.9~9.7	21.1~30.1	240~343	0.6~4.1
		C型			25.8~30.1		
	中阶段石英	A型				176~229	7.2~21.3
		B型	-58.3~-56.3	8.1~9.6	22.7~30.1	228~288	0.8~3.7
		C型			27.8~29.7		
晚阶段石英/方解石	A型				120~185	1.4~9.3	
白秧坪矿床	重晶石、方解石、白云石、闪锌矿	A型				110~283	9.4~24.3

注: 白秧坪矿床测温数据引自徐晓春等 2005 和薛伟等 2010。 t_{m,CO_2} —固相 CO₂ 的熔化温度; $t_{m,ela}$ —CO₂ 笼合物熔化温度; t_{h,CO_2} —CO₂ 部分均一温度; t_h —完全均一温度; t_{ice} —冰点温度。

CO₂ 的三相点温度(-56.6°C),表明 CO₂ 相中存在其他气体。激光拉曼测试证实 CO₂ 相中存在少量的 CH₄。CO₂ 笼合物熔化温度为 7.9~9.7°C,对应的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 0.6%~4.1%,主要在 3% 左右波动(表 1)。CO₂ 部分均一温度为 21.1~30.1°C,多均一到液相。共获得 104 个 CO₂ 型包裹体的完全均一温度数据,其中均一到液相的包裹体 62 个,均一温度 240~330°C;均一到气相的包裹体 42 个,均一温度 258~343°C。B-1 型和 B-2 型包裹体均一温度基本一致,表明这些包裹体是同期捕获的。用 CO₂ 均一温度和包裹体的完全均一温度在纯 CO₂ 气相、液相均一时的温度-密度参数表(刘斌等,1999)中查得相应包裹体 CO₂ 相的密度为 0.54~0.83 g/cm³。应用完全均一温度和盐度数据,在 NaCl-H₂O 体系参数数据表(刘斌等,1999)中查得,包裹体水溶液相密度为 0.64~0.86 g/cm³。CO₂ 型包裹体总密度应考虑 CO₂ 和 NaCl-H₂O 之和,采用刘斌等(1999)公式计算

得到流体总密度为 0.58~0.84 g/cm³。

在该阶段石英样品中,A型、B-1型和 B-2型包裹体组合大量存在(图 5e、f)。对共存的此类包裹体群进行加热,A型包裹体气泡消失,最终向液相均一,完全均一温度介于 257~309°C;B型包裹体表现出 2 种不同的均一方式(均一至液相或气相),完全均一温度介于 275~322°C。这 2 种类型的均一温度非常接近,为沸腾包裹体群的典型代表(刘斌等,1999;卢焕章等 2004)。

(2) 在中阶段石英中也存在 3 种类型的包裹体,但 CO₂-H₂O 包裹体和富 CO₂ 包裹体明显减少,以水溶液包裹体为主。该阶段水溶液包裹体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 7.2%~21.3%,包裹体大多完全均一至液相,完全均一温度介于 176~229°C(表 1);密度为 0.85~1.04 g/cm³。

CO₂-H₂O 型包裹体亦可分为三相型(B-1)和两相型(B-2)。CO₂ 笼合物熔化温度为 8.1~9.6°C,对

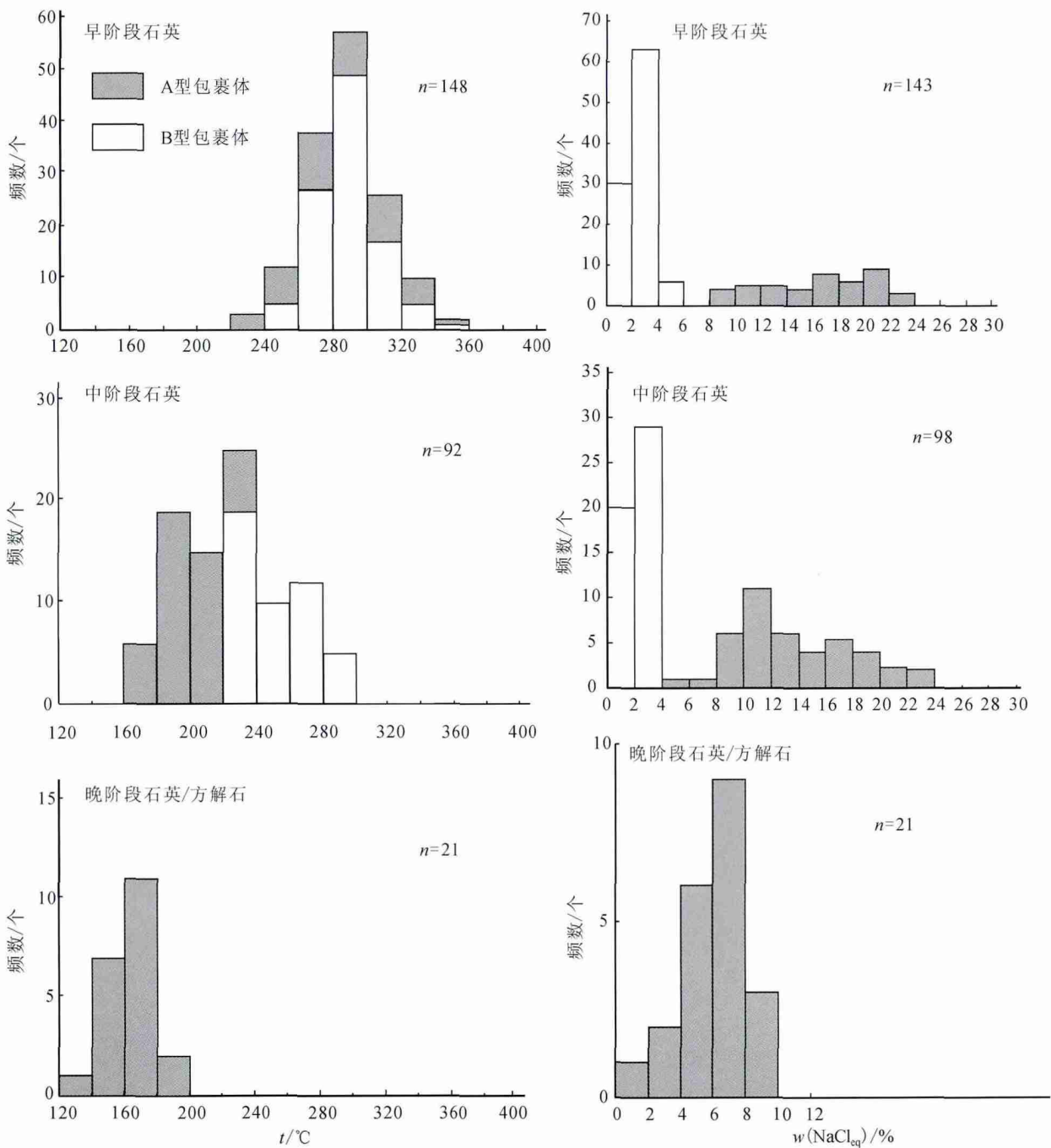


图 6 连城 Cu-Mo 多金属矿床流体包裹体均一温度及盐度图解

Fig. 6 Histograms of microthermometric data of fluid inclusions from the Liancheng Cu-Mo poly metallic deposit

应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.8% ~ 3.7%。CO₂ 部分均一温度为 22.7 ~ 30.1℃。共获得 46 个 CO₂ 型包裹体的完全均一温度数据,均一温度为 228 ~ 288℃。包裹体 CO₂ 相的密度为 0.55 ~ 0.78 g/cm³,相应包裹体水溶液密度为 0.78 ~ 0.89 g/cm³,流体总密度为 0.61 ~ 0.84 g/cm³。

(3) 晚阶段样品中只发育 A 型包裹体,多呈气、

液两相,偶见纯液相包裹体。测得冰点温度介于 -6.5 ~ -0.8℃,对应盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.4% ~ 9.3%(表 1),继续升温,包裹体向液相均一,完全均一温度 120 ~ 185℃,对应的包裹体密度为 0.89 ~ 0.98 g/cm³。

镜下观察及测温结果表明(图 5、6),随着成矿作用的进行,各阶段脉石中流体包裹体具有如下演

变过程:早阶段存在3种类型的包裹体,以 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体和纯 CO_2 包裹体为主,包裹体均一温度集中在 $236\sim 346^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在 $2\%\sim 4\%$ 和 $14\%\sim 22\%$ 两个峰区;中阶段石英脉中也存在3种类型的包裹体,但 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体和纯 CO_2 包裹体明显减少,以水溶液包裹体为主,均一温度集中在 $220\sim 280^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 表现有 $2\%\sim 4\%$ 和 $8\%\sim 18\%$ 两个盐度集中区;晚阶段石英脉中捕获了大量水溶液包裹体,均一温度为 $120\sim 183^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 集中在 $4\%\sim 8\%$ 。从早阶段到中阶段,流体温度明显下降,盐度略有下降;从中阶段到晚阶段,均一温度和盐度都明显降低。

3.2.2 金满矿床

前人对金满Cu矿床流体包裹体做过不少工作(Ji et al., 1998; 李峰等 2000; 徐启东等 2003; 徐晓春等 2005; Xue et al., 2006; Chi et al., 2011)。笔者在前人数据的基础上,重点对该矿床成矿早、中阶段石英中流体包裹体进行了系统的测温工作,各阶段测温情况分述如下。

(1) 成矿前石英脉中存在3种类型的包裹体,以 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体为主,其次是水溶液包裹体,纯/富 CO_2 包裹体偶有出现。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体可以分为三相型(B-1)和两相型(B-2)。实验测得固相 CO_2 的熔化温度为 $-57.1\sim -56.8^\circ\text{C}$ (表1),与纯 CO_2 的三相点温度(-56.6°C)基本相同,表明此类包裹体气相组成基本为 CO_2 ,其他挥发组分的加入不明显。

CO_2 笼合物熔化温度为 $7.8\sim 9.6^\circ\text{C}$,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.8\%\sim 4.3\%$ (表1)。 CO_2 部分均一温度为 $20.8\sim 30.1^\circ\text{C}$,多部分均一到液相;完全均一温度为了 $224\sim 334^\circ\text{C}$ 。

水溶液包裹体冷冻法测得冰点温度为 $-14.3\sim -1.8^\circ\text{C}$,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $3.1\%\sim 18.0\%$;包裹体多完全均一至液相,完全均一温度介于 $143\sim 236^\circ\text{C}$ 。在冷冻回温过程中,少数包裹体显示较低的共结点温度($-28\sim -37^\circ\text{C}$),表明成矿流体可能存在别的组分。

(2) 主成矿期石英脉中也存在3种类型的包裹体,但 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体和富 CO_2 包裹体明显减少,以水溶液包裹体为主。

水溶液包裹体冷冻法测得冰点温度为 $-20.5\sim -2.3^\circ\text{C}$,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.1\%\sim 22.8\%$;包裹体多均一至液相,完全均一温度介于 $116\sim$

239°C 。与成矿前石英脉相比,水溶液包裹体均一温度变化不明显,但盐度的分布范围变大。

$\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体亦可分为三相型(B-1)和两相型(B-2)。实验测得固相 CO_2 的熔化温度为 $-57.8\sim -56.7^\circ\text{C}$,表明此类包裹体气相组成基本为 CO_2 。显微测温结果表明, CO_2 笼合物熔化温度为 $7.6\sim 9.8^\circ\text{C}$,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.4\%\sim 4.6\%$ 。 CO_2 部分均一温度为 $22.1\sim 30.1^\circ\text{C}$;完全均一温度为 $217\sim 327^\circ\text{C}$ 。与成矿前石英脉相比, $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体显微测温数据变化不明显。

(3) 成矿后的石英/方解石脉中仅发育有水溶液包裹体,多呈气、液两相,含 CO_2 包裹体鲜有出现。流体包裹体均一温度为 $119\sim 190^\circ\text{C}$,多在 150°C 左右,对应的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $5.9\%\sim 9.8\%$,包裹体密度为 $0.92\sim 0.97\text{ g/cm}^3$ (李峰等 2000)。

测温结果表明(图7)随着成矿作用的进行,各阶段脉石中流体包裹体特征表现出一定的变化规律。从早阶段到中阶段,流体包裹体类型变化不大,成矿前和主成矿期石英中均存在3种类型的包裹体,以水溶液包裹体为主, $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体次之,纯 CO_2 包裹体较少出现。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体均一温度都集中在 $260\sim 340^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 集中在 $1\%\sim 4\%$ 。水溶液包裹体均一温度变化也不大,集中在 $160\sim 250^\circ\text{C}$,明显低于 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体;盐度却存在较大变化,主成矿期盐度变化范围明显较大,且峰值高于成矿前。从主成矿阶段到晚阶段,均一温度和盐度则都明显降低。

3.2.3 白秧坪矿床

关于白秧坪矿床流体包裹体特征,前人做了大量工作(苏祺, 2003; 杨伟光等, 2003; 徐晓春等, 2005; 曾荣, 2007; 薛伟等, 2010)。笔者在前人工作的基础上进行了较系统的整理和总结,并进行了简单的补充和验证。包裹体类型主要以两相水溶液包裹体为主,含 CO_2 包裹体没有观察到。包裹体形态多呈椭圆状及不规则状,常孤立产出,部分呈簇状分布、无序分布以及沿生长带分布。流体包裹体的初熔温度接近 -52°C ,表明成矿流体为 $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ 体系。这与曾荣(2007)获得的包裹体液相群体成分相吻合。薛伟等(2010)的显微测温显示,主成矿期闪锌矿中流体包裹体均一温度范围变化于 $100\sim 210^\circ\text{C}$,均值为 141°C ;白云石、方解石、重晶石中流体均一温度范围介于 $127\sim 283^\circ\text{C}$,均值为 168°C 。流

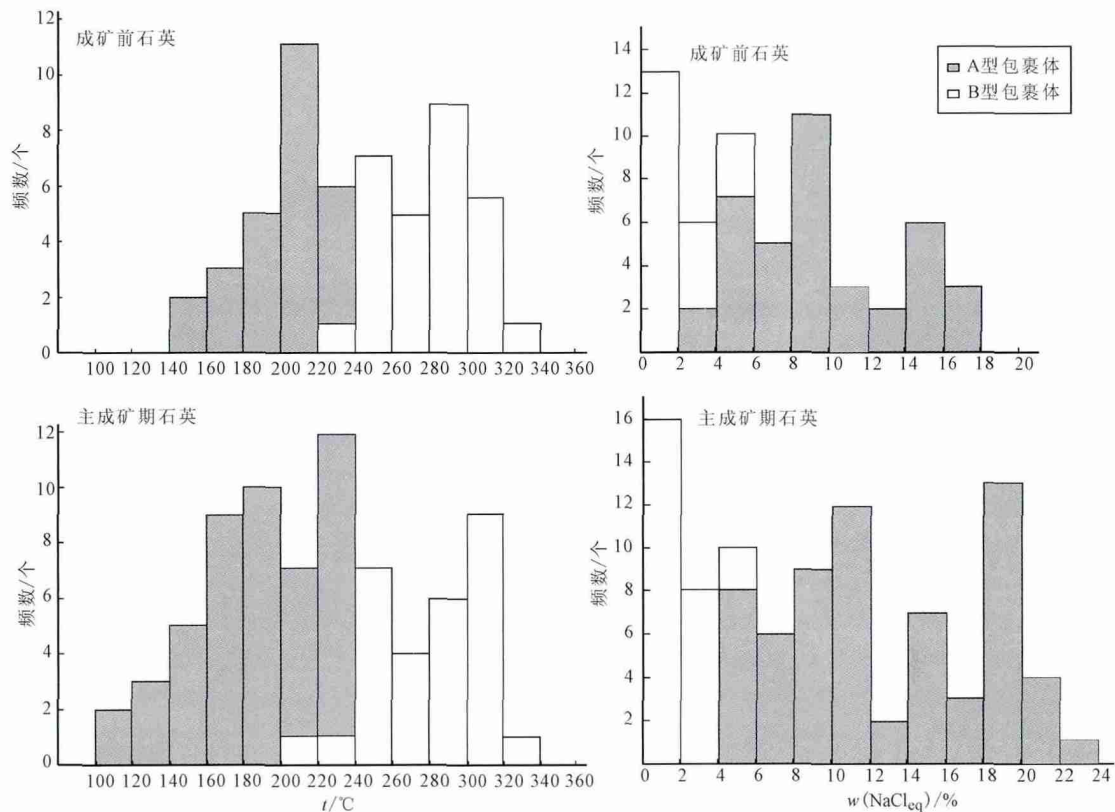


图7 金满Cu多金属矿床流体包裹体均一温度及盐度图解

Fig. 7 Histograms of microthermometric data of fluid inclusions from the Jinman Cu polymetallic deposit

体包裹体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为9.4%~24.3%,峰值范围22.0%~24.0%(薛伟等,2010)。总体上,白秧坪矿集区成矿流体以中低温、中高盐度、贫 CO_2 为特征。

总体而言,西部逆冲推覆构造根部带Cu-Ag(Mo)矿床和前锋带Ag-Pb-Zn(±Cu)矿床成矿流体系统流体包裹体特征(包裹体组合、均一温度、盐度、成分等)存在显著差别。根部带成矿流体系统的均一温度的分布范围较宽,呈多峰型,盐度分布范围较宽,大致呈双峰型,存在大量含 CO_2 包裹体;前锋带成矿流体系统的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 较大(3.9%~24.3%),均一温度主峰比较明显且温度较低(集中在110~240°C),以水溶液包裹体为主,含 CO_2 包裹体极少出现。

4 矿床同位素地球化学

尽管许多学者都对兰坪盆地内的多金属矿床开展了C、H、O、S、Pb同位素研究,但得出的结果和地质解释仍存在很大分歧(肖荣阁等,1993; Ji et al.,

1998; 龚文君等,2000; 李峰等,2000; 刘家军等,2000a; 李永森,2002; 李志明等,2005; 赵海滨,2006; 王光辉,2010)。本文在充分总结和梳理前人数据的基础上,补充分析了金满和连城矿床主成矿期含矿石英脉H、O同位素7个和含矿方解石的C、O同位素22个。

4.1 样品及测试方法

H、O同位素分析样品为主成矿期石英,采自各矿床主成矿阶段(石英硫化物阶段);C、O同位素分析样品为含矿方解石;S同位素分析样品为黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿、辉铜矿及辉钼矿,采自各矿床不同产状的硫化物脉。所有样品均采用常规分选方法,首先将采集的样品破碎并过筛,粒级为40~60目,然后在双目显微镜下反复挑选,使矿物纯度达到99%以上。

H、O同位素组成均在中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室完成,分析仪器为MAT-253质谱仪。H同位素分析,首先使用爆裂法将水从流体包裹体中释放出来,然后在400°C的金属钯炉中使水与锌反应产生 H_2 ,再用液氮冷冻后,收集到有

活性碳的样品管中。O 同位素质谱分析样品的制备采用 BrF_5 方法,测试过程详见 Tian 等(2006)。 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 相对标准为 SMOW, H 同位素的分析误差为 $\pm 2\text{‰}$, O 同位素误差为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。根据热液矿物石英-水体系的 O 同位素分馏方程: $1000\ln\alpha_{\text{Q-H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^6/T^2 - 2.90$ (Friedman et al., 1977) 结合各矿床包裹体测温得到的成矿温度数据,计算该区成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

C、O 同位素分析在中国科学院南京土壤研究所技术服务中心 MAT-253 型质谱计上完成, C、O 同位素分析精度均为 $\pm 0.2\text{‰}$, 相对标准分别为 PDB 和 SMOW。测得 O 同位素数据转换 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 时,采用 Friedman 等(1977)的平衡方程, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$ 。

4.2 H、O 同位素组成特征

前人资料及本次数据列于表2,西矿带 Cu-Ag

表2 兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(±Pb-Zn) 矿床 H、O 同位素数据

Table 2 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions from the vein-type Cu-Ag(±Pb-Zn) deposits in western Lanping Basin

矿床	样品编号	分析矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}/\text{‰}$	资料来源	
金满	YM-1	石英	17.3	-95	4.0	李峰等 2000	
	TC-5	石英	16.9	-74	3.6		
	LK-5	石英	16.9	-99	3.6		
	ZK1505-2	石英	17.0	-95	4.3		
	J3-2	石英	19.6	-63	8.4	肖荣阁等 1993	
	J3-16	石英	16.9	-82	3.4		
	Jinman30-2	石英	-	-64	9.8		
	JM-1	石英	17.5	-51	5.4	Ji et al., 1998	
	JM-18	石英	16.9	-101	7.3		
	JM-29	石英	17.5	-86	5.2		
	JM-34	石英	16.8	-102	4.4		
	LC-3	石英	17.9	-95.0	7.0		
	jm-1	石英	15.5	-107	4.1		刘家军等 2000a
	Jinman1-1	石英	16.2	-70	4.2		李永森 2002
	Jinman2-1	石英	13.6	-72	2.2		
	JM8-6	石英	17.0	-90	8.0	王光辉 2010	
	JM8-8	石英	15.4	-110	3.7		
	JMZD2-2	石英	16.7	-104	5.0		
	JMZD2-4	石英	17.2	-102	5.5		
	Jm-1	石英	17.4	-87	9.3	本课题组	
Jm-2	石英	16.4	-91	8.3			
Jm-3	石英	17.6	-83	9.5			
连城	L2-5	石英	18.1	-87	5.5	肖荣阁等 1993	
	v-11	石英	17.4	-109	6.5		
	EN-2	石英	17.7	-79	7.9	本课题组	
	EN-5	石英	16.8	-103	8.6		
	EN-13	石英	16.8	-98	7.5		
EN-4	石英	16.3	-56	8.2			
白秧坪	B-6	方解石	-0.3	-109	-14.8	龚文君等 2000	
	B-10	方解石	-0.2	-103	-13.5		
	B-1	石英	8.3	-97	-10.5		
	HX-24	方解石	-	-76	-7.6	李志明等 2005	
	HX-25-1	方解石	-	-94	-7.5		
	HX-26	方解石	-	-94	-7.3		
	HX-27	方解石	-	-93	-8.4		
HX-30	方解石	-	-100	-8.3			
By-7	方解石	-	-87	-10.4	赵海滨 2006		

注“-”为未检测。

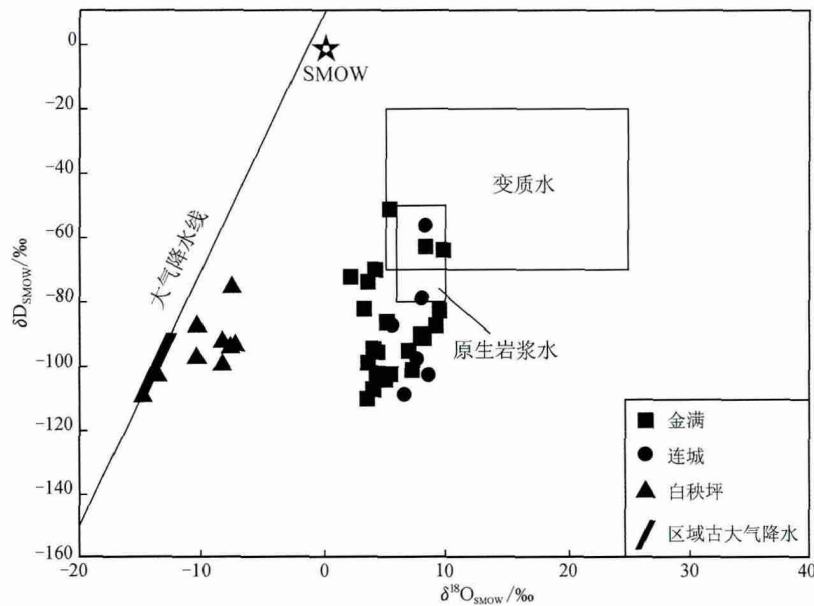


图 8 兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(±Pb-Zn) 矿床 H、O 同位素组成图解
中生代—新生代本区大气降水的范围(-110‰ ~ -90‰) 据徐启东等 2000

Fig. 8 Measured hydrogen and calculated oxygen isotopic composition of ore-forming fluids at the vein-type Cu-Ag(±Pb-Zn) deposits in western Lanping Basin
Mesozoic and Cenozoic local meteoric water values (-110‰ ~ -90‰) after Xu et al. 2000

(±Pb-Zn) 多金属矿床石英的 H、O 同位素组成为: δD 值介于 -110‰ ~ -51‰(平均 -89‰) , 略微不同于本区中生代—新生代大气降水的 δD 值 (-110‰ ~ -90‰ 徐启东等 2000) , 表现出更大的变化范围; 对应的流体 δ¹⁸O 值介于 -14.8‰ ~ 9.8‰。

在 δD-δ¹⁸O 关系图(图 8) 中, 金满和连城 Cu 多金属矿床的数据点几乎都位于岩浆水/变质水下方区域, 部分偏向大气降水线。其 H 同位素组成整体上表现出大气降水的特征, 但其 O 同位素组成却具有变质水/岩浆水的特征, 考虑到研究区各矿床无同时期岩浆岩和变质岩出露(赵海滨 2006; He et al. , 2009) , 笔者更倾向于认为根部带成矿流体与岩浆和变质作用无关, 应该是一种深循环与围岩充分交换成分的大气降水。其 O 同位素组成的特点, 可能是流体与围岩发生充分反应和成分交换的结果。当然, 也不能排除深部可能存在的隐伏岩浆活动和变质作用提供成矿流体的可能。

在 δD-δ¹⁸O 关系图(图 8) 中, 前锋带白秧坪多金属矿集区的数据点几乎都落在大气降水线附近, 个别样品发生了氧的漂移, 表明白秧坪成矿流体主要来源于大气降水。

综上所述, 西部逆冲推覆构造根部带 Cu-Ag

(Mo) 矿床和前锋带 Ag-Pb-Zn(±Cu) 矿床成矿流体 H、O 同位素特征存在显著差别。根部带成矿流体主要为与围岩充分交换的深循环大气降水, 不排除变质水和岩浆水参与成矿的可能; 前锋带成矿流体则主要来源于大气降水。

4.3 C、O 同位素组成特征

兰坪盆地西矿带根部带的 Cu-Ag(Mo) 多金属矿床方解石及石英包裹体中 C、O 同位素组成列于表 3 (肖荣阁等, 1993; 刘家军等, 2000a; 李永森, 2002) 。由于在诸矿床中均未见石墨与碳酸盐矿物共生, 且包裹体中 CO₂ 的含量远高于 CO 和 CH₄ 含量(李峰等, 2000; 徐晓春等, 2005; 李永森, 2002; 赵海滨, 2006; 王光辉, 2010) , 即热液系统中 CO₂ 的 C 同位素组成可大致代表成矿热液的 C 同位素组成(δ¹³C 流体) (Ohmoto, 1972) 。

研究表明, 热液中 C、O 同位素组成是示踪成矿流体来源有效的手段(郑永飞等, 2000) 。成矿流体系统中, 碳主要有 3 种可能来源: ① 地幔射气或岩浆来源 δ¹³C 值变化范围为 -5‰ ~ -2‰和 -9‰ ~ -3‰(Taylor, 1986) ; ② 沉积岩中碳酸盐岩的脱气或含盐卤水与泥质岩相互作用, δ¹³C 值变化范围为 -2‰ ~ 3‰(Veizer et al. , 1980) ; ③ 各种岩石中的有机碳 δ¹³C 值变化范围为 -30‰ ~ -15‰(Ohmoto ,

表3 兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(±Pb-Zn) 矿床 C、O 同位素组成

Table 3 C and O isotope data of sulfides from the vein-type Cu-Ag(±Pb-Zn) deposits in western Lanping Basin

样品号	采样点	样品名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{脉石}}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}/\text{‰}$	资料来源	
JM-4	金满	方解石	13.6	-6.3	-	本文	
JM-3	金满	方解石	16.6	-1.5	-		
JM-6	金满	方解石	13.7	-4.8	-		
JM-3	金满	方解石	14.6	-3.9	-		
JM-6	金满	方解石	13.4	-6.0	-		
JM-11	金满	方解石	14.6	-4.1	-		
JM-40	金满	方解石	14.3	-5.8	-		
JMC-1	金满	方解石	15.6	-5.9	-		
JMC-4	金满	方解石	14.8	-5.8	-		
JMD-11	金满	方解石	14.0	-5.2	-		
09JM-10	金满	方解石	14.4	-6.5	-		
JM-27	金满	方解石	13.3	-6.4	-		
J3-2	金满	石英	-	-3.6	19.6		刘家军等 2000a
J3-1	金满	石英	-	-6.0	31.0		
J3-16	金满	石英	-	-3.2	16.9		
y-12	金满	方解石	16.6	-7.4	-		
Jd-1-1	金满	铁白云石	15.3	-4.9	-	李峰等 2000	
Jd-1-2	金满	方解石	15.3	-4.9	-		
ZK1505-4-1	金满	方解石	14.4	-4.8	-		
ZK1505-4-2	金满	方解石	14.3	-4.8	-		
L5-3	连城	石英	-	-8.1	7.8	肖荣阁等 1993	
L2-5	连城	石英	-	-3.4	19.3		
v-11	连城	石英	-	-7.8	11.5		
09EN-5	连城	方解石	17.4	-4.1	-	本文	
09EN-4	连城	方解石	16.4	-5.6	-		
09EN-6	连城	方解石	15.6	-4.6	-		
09EN-12	连城	方解石	15.4	-4.8	-		
09EN-19-1	连城	方解石	15.3	-5.3	-		
LC02-3	连城	方解石	15.4	-5.1	-		
LC02-7-4	连城	方解石	15.4	-5.1	-		
LC02-5	连城	方解石	15.7	-4.7	-		
LCD-2	连城	方解石	10.3	-4.1	-		
LCD-5	连城	方解石	15.6	-5.0	-		

注“-”为未报出分析数据。

1972; Ohmoto et al., 1979; 郑永飞等 2000)。区域背景灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围集中于 $-1.1\text{‰} \sim 3.3\text{‰}$ (刘家军等 2000a)。

金满 Cu-Ag 矿床方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-7.4\text{‰} \sim -1.5\text{‰}$) 与石英中流体包裹体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-6.0\text{‰} \sim -3.2\text{‰}$) 十分接近; 主要落入岩浆-地幔源 $\delta^{13}\text{C}$ 范围内, 可能有少量海相碳酸盐碳的加入; 连城 Cu-Mo 矿床方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-5.6\text{‰} \sim -4.1\text{‰}$) 与 3 个石英包裹体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-3.4\text{‰} \sim -8.1\text{‰}$) 亦十分接近, 主要落入岩浆-地幔源 $\delta^{13}\text{C}$ 范围内。不同成因的热液流体、岩石矿物的 C、O 同位素值常存在不同程度的重叠, 应用单一同位素进行地质示踪作用往往很难奏效, 因此, 将不同的同位素结合起来讨论, 可

以客观地确定地质流体中不同组分来源与演化过程 (何明勤等 2004)。 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图解 (图 9) 给出了地壳流体中 CO_2 的 3 大主要来源 (有机源、海相碳酸盐岩和岩浆-地幔源) 的 C、O 同位素组成, 而且还用箭头标出了从这 3 个物源经 5 种主要过程产生 CO_2 时, 其同位素组成的变化趋势 (刘建明 2000; 刘家军等 2000a)。兰坪盆地西缘根部带 Cu-Ag (Mo) 多金属矿床 C、O 数据主要落在地幔碳-岩浆碳和沉积碳酸盐的过渡部位, 显示了 2 种流体混合的结果, 只是各矿床混合的比例不同。金满 Cu-Ag 和连城 Cu-Mo 多金属矿床中 CO_2 主要来自碳酸盐岩溶解, 可能有部分地幔源或深部岩浆来源 CO_2 的加入。前人研究表明, 白秧坪热液产物白云石和热液方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 值

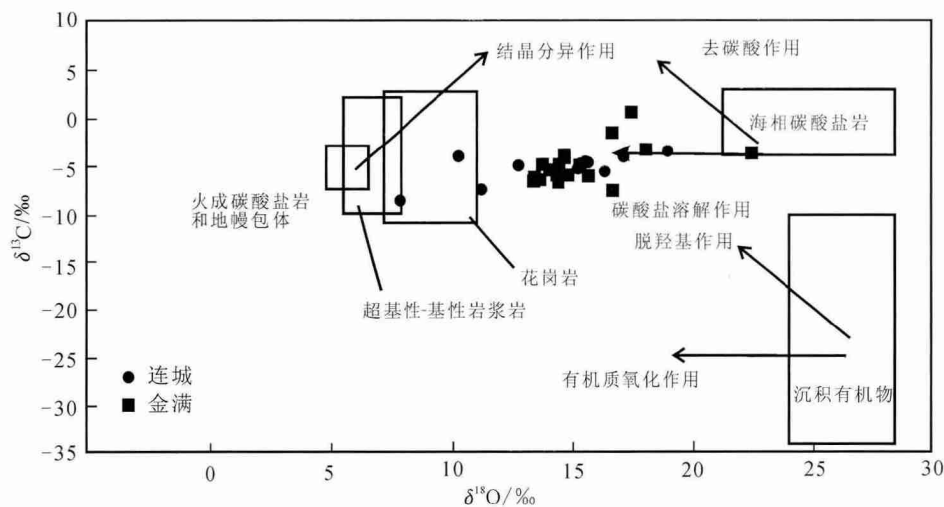


图 9 兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(±Pb-Zn) 矿床 C、O 同位素组成图解

Fig. 9 Carbon and oxygen isotopic composition of calcite in ores from the vein-type Cu-Ag(±Pb-Zn) deposits in the Lanping Basin

变化范围在 $-3.1\text{‰} \sim 0.5\text{‰}$ 之间, 相对变化较小, 与区域灰岩相似, 认为 CO_2 主要来源于沉积碳酸盐岩的溶解(薛伟等 2010)。

5 区域成矿流体来源、时空演化及指示意义

通过对兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(±Pb-Zn) 多金属矿床流体包裹体地球化学、稳定同位素地球化学, 并结合成矿元素分带特征和成矿年代学的研究(He et al., 2009; 王晓虎等, 2011; Zhang et al., 2013), 表明根部带脉状 Cu-Ag(Mo) 矿床和前锋带 Pb-Zn-Ag(±Cu) 矿床的成矿流体存在显著差别, 表现出明显的变化规律。从根部带→前锋带, 成矿流体性质表现出区域性的时空变化: 由西向东(西南根部带→前锋带), 随着成矿时代由老变新(金满和连城矿床 56 ~ 48 Ma→白秧矿集区 31 ~ 29 Ma; 王晓虎等 2011; Zhang et al., 2013), 流体包裹体均一温度存在由高到低的变化趋势, CO_2 含量亦明显降低。这恰与主要矿化金属元素显示的 Cu-Ag(Mo) →Pb-Zn-Ag(±Cu) 矿化分带性变化存在空间对应关系。这些特征表明, 成矿流体的流动性对区域矿化分布有着明显的控制作用。

5.1 前锋带成矿流体来源

对流体包裹体的研究表明, 前锋带 Pb-Zn-Ag(±Cu) 多金属矿床主要发育水溶液包裹体, 极少出

现含 CO_2 包裹体(徐启东等 2003; 徐晓春等 2005)。白秧坪多金属矿集区成矿流体整体是一种中低温(集中在 $160 \sim 240^\circ\text{C}$)、中高盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $9.4\% \sim 24.3\%$, 多集中在 $22.0\% \sim 24.0\%$ 之间)、贫 CO_2 的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ 型流体(薛伟等, 2010), 与 MVT 型 Pb-Zn 矿床成矿流体特征较为一致(胡瑞忠等, 1998; 赵海滨, 2006)。结合 H、O 同位素的特征, 表明成矿流体主要是有古大气降水补给的盆地热卤水, 这与兰坪盆地内主要贱金属矿床的成矿流体十分一致(叶庆同等, 1992; 罗君烈等, 1994; 温春齐等, 1995; 薛春纪等, 2002b; 2002c; 徐启东等, 2003; 徐晓春等, 2005; 赵海滨, 2006; 薛伟等, 2010)。如金顶 Pb-Zn 矿床成矿流体也是以中低温、中低盐度、贫 CO_2 包裹体为特征, 流体包裹体均一温度为 $52 \sim 309^\circ\text{C}$, 主要集中在 $150 \sim 240^\circ\text{C}$, 成矿流体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $5.1\% \sim 19.6\%$, 多在 7.5% 左右波动(叶庆同等, 1992; 罗君烈等, 1994; 温春齐等, 1995; 薛春纪等, 2002c; 赵海滨, 2006)。

5.2 根部带成矿流体来源

根部带 Cu-Ag(Mo) 矿床流体包裹体研究表明, 根部带的金满 Cu-Ag 和连城 Cu-Mo 矿床成矿流体整体上是一种中高温、中低盐度、极富 CO_2 的流体。成矿早、中阶段, 出现了大量富 CO_2 包裹体, 这在整个兰坪盆地是十分罕见的, 不属于典型的盆地流体系统。研究表明, 这种富 CO_2 流体常出现于造山型矿床和与岩浆岩有关的矿床中(Cameron et al., 1987;

Phillips et al., 1993; Rosenbaum et al., 1996; Diamond 2001; Wilkinson 2001; 陈衍景等 2007)。探讨这种富含 CO_2 流体的来源, 对研究整个盆地西缘脉状 $\text{Cu-Ag}(\pm\text{Pb-Zn})$ 多金属矿床成矿流体特征及其矿床成因都具有非常重要的意义。

关于这种富 CO_2 流体, 一般认为有以下几种可能的来源: 幔源流体、下地壳中高级变质流体、岩浆热液、碳酸盐地层的分解 (Kerrick et al., 1981; Higgins et al., 1982; Cameron et al., 1987; Phillips et al., 1993; Rosenbaum et al., 1996; Diamond 2001; Wilkinson 2001; 陈衍景等 2007; Su et al. 2009)。C、O 同位素表明 根部带 $\text{Cu-Ag}(\text{Mo})$ 多金属矿床 CO_2 主要来自碳酸盐岩溶解和地幔源或深部岩浆系统。根部带 $\text{Cu-Ag}(\text{Mo})$ 矿床主成矿期硫化物的 He、Ar 同位素研究表明, 根部带成矿流体主要为地壳流体与饱和大气水的混合, 没有明显的地幔流体成分混入 (张锦让 2013), 从而有效的排除了地幔流体做为这种富 CO_2 流体主要来源的可能。考虑到研究区各矿床无同时期岩浆岩和变质岩出露 (赵海滨 2006; He et al. 2009), 笔者更倾向于认为根部带富 CO_2 成矿流体与岩浆和变质作用无关, 应该是一种深循环并与围岩充分成分交换的大气降水, 流体中的 CO_2 可能主要来自沉积碳酸盐的溶解。当然, 也不能排除深部可能存在的隐伏岩浆活动和变质作用提供成矿流体的可能, 因为张成江等 (2000)、薛春纪等 (2002a) 和 Xue 等 (2007) 都曾推测, 盆地中北部存在一个巨大的隐伏岩浆系统。但由于目前缺乏深部隐伏岩浆

活动和变质作用参与成矿的直接证据, 还需进一步探讨。据此, 笔者将这种富 CO_2 流体称为深部壳源流体, 它可能代表一种深循环和围岩充分成分交换的大气降水, 也可能来源于深部隐伏岩浆活动和变质作用。

根部带 $\text{Cu-Ag}(\text{Mo})$ 多金属矿床脉石矿物中同样存在大量贫 CO_2 盐水溶液包裹体, 整体表明为中低温、中高盐度、贫 CO_2 的特征, 这在金满 Cu 矿床中表现的最为明显, 如图 10a 所示, 水溶液型包裹体表现为中低温、中高盐度; $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体则刚好相反, 表现为中高温、极低盐度 (集中在 3% 以内), 显示出低盐度富 CO_2 流体和中高盐度 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 流体混合的结果 (卢焕章等 2004; Chi et al. 2011)。考虑到兰坪盆地广泛发育有中低温、高盐度的盆地卤水系统 (徐晓春等 2005; 赵海滨 2006; Chi et al., 2011), 笔者推测这种中高盐度的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 流体可能与盆地广泛存在的盆地流体系统有关, 而和富 CO_2 流体不存在成因上的联系。根部带 $\text{Cu-Ag}(\text{Mo})$ 多金属矿床成矿晚期又有浅循环大气水或盆地低盐度建造水 (低温、低盐度、贫 CO_2) 参与成矿 (图 10a、b)。

综上所述, 兰坪盆地西缘脉状 $\text{Cu-Ag}(\pm\text{Pb-Zn})$ 多金属矿床成矿流体的来源具有多源性和演变性, 包括盆地内部的自生流体和自盆地外部进入的外来流体两部分 (刘建明等 1998; 刘建明 2000; 吕万军等 2002)。盆地自生流体大致对应于盆地热卤水, 与兰坪盆地内主要贱金属矿床的成矿流体十分一

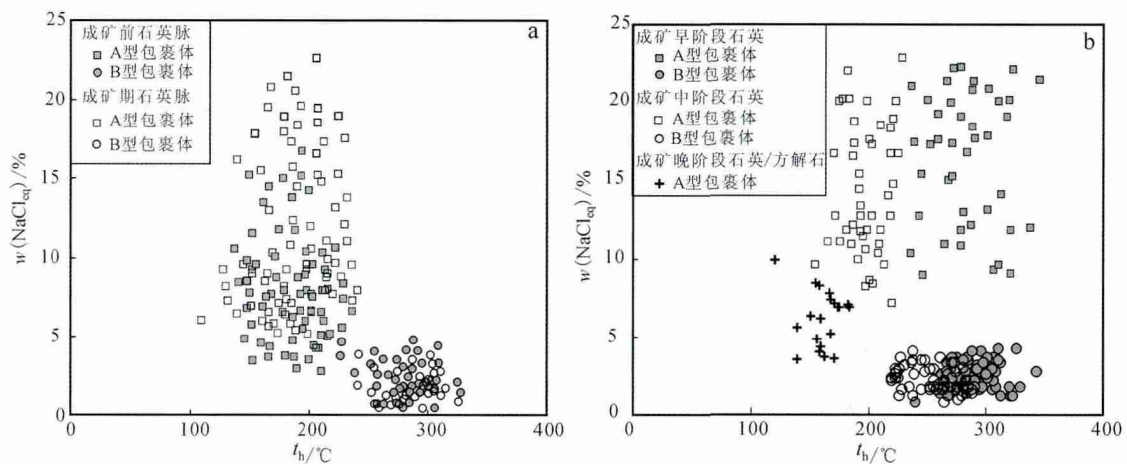


图 10 流体包裹体均一温度-盐度图解

a. 金满 Cu-Ag 矿床; b. 连城 Cu-Mo 矿床

Fig. 10 Plot of homogenization temperature (t_h) versus salinity of the fluid inclusion

a. Jinman Cu-Ag deposit; b. Liancheng Cu-Mo deposit

致,是由沉积物压实和相变释放出的各种流体组成,以中低温、中高盐度、贫 CO₂ 为特征;外来流体则包括深部壳源流体(中高温、中低盐度、富含 CO₂)和下沉大气降水低温、低盐度、贫 CO₂ 流体)。所有这些流体的数量和活动特征均与盆地的动力学演化密切相关,在沉积盆地的不同部位或盆地演化的不同阶段,流体的来源、特征和成矿效应均不尽相同,并且表现出一定的演化规律。在根部带脉状 Cu-Ag(Mo) 矿床(48~56 Ma)中,成矿流体以深部壳源流体(中高温、低盐度、富 CO₂ 流体,在整个兰坪盆地相对罕见,可能是盆地内部寻找中高温矿床的标志之一)和盆地流体(中低温、中高盐度、贫 CO₂,相当于兰坪盆地成矿作用的背景流体)为主,大气降水也参与了成矿晚期的成矿作用;在前锋带 Pb-Zn-Ag(± Cu) 矿床(31~29 Ma)中,成矿流体则以盆地自生流体(盆地卤水)为主,深部岩浆流体逐步减少以至消失,大气降水参与成矿更明显。

6 结 论

(1) 根部带 Cu-Ag(Mo) 和前锋带 Ag-Pb-Zn(Cu) 矿床脉石矿物中,无论是流体包裹体类型、形态、分布特征,还是均一温度和盐度都存在显著差异。总体上,根部带 Cu-Ag(Mo) 矿床成矿流体以较高温、富 CO₂ 为特征,盐度跨度较大,常出现多个峰值,成矿流体以深部壳源流体为主;前锋带形成的成矿流体以较低温度、中高盐度、贫 CO₂ 为特征,成矿流体以浅源盆地流体为主。

(2) 石英的 H、O 同位素特征表明,西部逆冲推覆构造根部带 Cu-Ag(Mo) 矿床和前锋带 Ag-Pb-Zn(± Cu) 矿床成矿流体存在显著差别。根部带成矿流体主要为与围岩充分交换的深循环大气降水,不排除变质水和岩浆水参与成矿的可能;前锋带成矿流体则主要来源于大气降水。

(3) C、O 同位素研究显示,根部带 Cu-Ag(Mo) 多金属矿床中的 CO₂ 主要来自碳酸盐岩溶解,可能有部分地幔源或深部岩浆来源 CO₂ 的加入;前锋带 Ag-Pb-Zn(± Cu) 矿床 CO₂ 主要来源于沉积碳酸盐岩的溶解。

(4) 综合兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(± Pb-Zn) 多金属矿床流体包裹体地球化学、稳定同位素地球化学,并结合前人关于成矿元素分带特征和成矿年代学的研究,表明根部带脉状 Cu-Ag(Mo) 矿床和前

锋带 Pb-Zn-Ag(± Cu) 矿床的成矿流体存在显著差别,表现出明显的变化规律。根部带脉状 Cu-Ag(Mo) 矿床成矿流体以深部壳源流体和盆地流体为主,大气降水也参与了成矿晚期的成矿作用;前锋带 Pb-Zn-Ag(± Cu) 矿床的成矿流体则以盆地自生流体(盆地卤水)为主,深部壳源流体对成矿的贡献不大,大气降水参与成矿更为明显。

志 谢 在云南野外地质考察,得到了三江铜业的大力支持,在此表示衷心感谢。

References

- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683-684.
- Cameron E M and Hattori K. 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids[J]. *Econ. Geol.*, 82: 1177-1191.
- Chen Y J, Ni P, Fan H R, Pirajno F, Lai Y, Su W C and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types of hydrothermal gold deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 2085-2108 (in Chinese with English abstract).
- Chi G X and Xue C J. 2011. Abundance of CO₂-rich fluid inclusions in a sedimentary basin-hosted Cu deposit at Jinman, Yunnan, China: Implications for mineralization environment and classification of the deposit[J]. *Mineralium. Deposita.*, 46: 365-380.
- Deng J, Hou Z Q, Mo X X, Yang L Q, Wang Q F and Wang C M. 2010. Superimposed orogenesis and metallogenesis in Sanjiang Tethys[J]. *Mineral Deposits*, 29(1): 37-42 (in Chinese with English abstract).
- Diamond L W. 2001. Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions[J]. *Lithos*, 55: 69-99.
- Dong F L, Mo X X, Hou Z Q, Wang Y, Bi X M and Zhou S. 2005. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of Himalayan alkaline rocks in the Lanping Basin, Yunnan and their geological significance[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24: 103-109 (in Chinese with English abstract).
- Friedman I and O'Neil J R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[M]. *US Geol. Survey Prof. Paper*. 440p.
- Gong W J, Tan K X, Li X M and Gong G L. 2000. Geochemical characteristics of fluid and mechanism for ore formation in the Baiyangping copper-silver deposit, Yunnan[J]. *Geotectonica Metallogenia*, 24: 175-181 (in Chinese with English abstract).

- He L Q, Chen K X and Yu F M. 2004. Nappe tectonics and their ore-controlling of Lanping Basin in Yunan Province [J]. *Geology and Prospecting*, 40(4): 7-12 (in Chinese with English abstract).
- He L Q, Song Y C, Chen K X, Hou Z Q, Yu F M, Yang Z S, Wei J Q, Li Z and Liu Y C. 2009. Thrust-controlled, sediment-hosted, Himalayan Zn-Pb-Cu-Ag deposits in the Lanping Foreland Fold Belt, eastern margin of Tibetan Plateau [J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 106-132.
- He M Q, Song H B, Ran S Y and Yan J. 1998. Evidence for transformed genesis of Jinman copper deposit in Lanping [J]. *Geology and Prospecting*, 34(2): 13-15 (in Chinese with English abstract).
- He M Q, Liu J J and Li C Y. 2004. Mechanism of ore-forming fluids of the Lanping Pb-Zn-Cu polymetallic mineralized concentration area: An example study on the Baiyangping ore district [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-101 (in Chinese with English abstract).
- Higgins N C and Kerrich R. 1982. Progressive ^{18}O depletion during CO_2 separation from a carbon-dioxide-rich hydrothermal fluid: Evidence from the Grey River tungsten deposit, New found land [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 2247-2257.
- Hou Z Q, Pan G T, Wang A J, Mo X X, Tian S H, Sun X M, Ding L, Wang E Q, Gao Y F, Xie Y L, Zeng P S, Qin K Z, Xu J F, Qu X M, Yang Z M, Yang Z S, Fei H C, Meng X J and Li Z Q. 2006. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: II. Mineralization in late-collisional transformation setting [J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 521-543 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Song Y C, Li Z, Wang Z L, Yang Z M, Yang Z S, Liu Y C, Tian S H, He L Q, Chen K X, Wang F C, Zhao C X, Xue W W and Lu H F. 2008. Thrust-controlled, sediments-hosted Pb-Zn-Ag-Cu deposits in eastern and northern margins of Tibetan Orogenic Belt: Geological features and tectonic model [J]. *Mineral Deposits*, 27: 123-144 (in Chinese with English abstract).
- Hu R Z, Zhong H, Ye Z J, Bi X W, Turner G and Burnard P G. 1998. Helium and argon isotopic geochemistry of Jinding superlarge Pb-Zn deposit [J]. *Sciences in China (Series D)*, 41(4): 442-448 (in Chinese with English abstract).
- Ji H B and Li C Y. 1998. Geochemistry of Jinman copper vein deposit, west Yunnan Province, China-II. Fluid inclusion and stable isotope geochemical characteristics [J]. *Chinese J. Geochemistry*, 17(1): 81-90.
- Kerrich R and Fyfe W S. 1981. The gold-carbonate associations: Source of CO_2 and CO_2 fixation reactions in Archean lode deposits [J]. *Chemical Geology*, 33: 265-294.
- Li F and Fu W M. 2000. Geology of red bed copper deposits in western Yunnan [M]. Kunming: Yunnan University. 16-60 (in Chinese with English abstract).
- Li W C and Mo X X. 2001. The Cenozoic tectonics and metallogenesis in "Three-River" area of Southwest China [J]. *Yunnan Geology*, 20(4): 333-346 (in Chinese with English abstract).
- Li W C, Pan G T, Hou Z Q, Mo X X and Wang L Q. 2010. The mineralization theories and techniques to the Arc-basin system of "Three-River" area of Southwest China [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-491 (in Chinese with English abstract).
- Li Y S. 2002. The geochemical studies on copper polymetallic deposits of middle-southern part of Lanchangjiang (Master Report) [D]. Supervisor: Xu X C. Hefei: Hefei University of Technology. 1-96 (in Chinese with English abstract).
- Li Z M, Liu J J, Qin J Z, Liao Z T, He M Q and Liu Y P. 2005. Ore-forming material source of the Baiyangping copper-cobalt-silver polymetallic deposit in Lanping Basin, Western Yunnan [J]. *Geology and Prospecting*, 41(1): 1-6 (in Chinese with English abstract).
- Liu B and Shen K. 1999. Thermodynamics of fluid inclusion [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-282 (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, Li C Y, Pan J Y, Hu R Z, Liu X F and Zhang Q. 2000a. Isotopic geochemistry of copper deposits from sandstone and shale of Lanping-Simao Basin, western Yunan [J]. *Mineral Deposits*, 19(3): 223-234 (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, Li C Y, Pan J Y, Liu X F, Zhang Q and Lu Y P. 2000b. Ore-forming material sources of the copper deposits from sandstone and shale in Lanping-simao Basin [J]. *Geology and Prospecting*, 36(4): 16-19 (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, Li C Y, Zhang Q, Pan J Y, Liu Y P, Liu X F, Liu S R and Yang W G. 2001. Wood textures in the Jinman Cu deposit in western Yunnan and their significance for ore genesis [J]. *Sciences in China (Series D)*, 31(2): 89-95 (in Chinese with English abstract).
- Liu J M, Zhao S R, Liu W, Chu X L and Chang X. 1998. Ore-forming fluid systems in crust [J]. *Advance in Earth Sciences* 13(2): 161-165 (in Chinese with English abstract).
- Liu J M. 2000. Dynamics of sedimentary basins and basin-fluid related ore-forming [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 19(2): 76-84 (in Chinese with English abstract).
- Lü H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid

- inclusions[M]. Beijing: Science Press. 1-487 (in Chinese with English abstract) .
- Luo J L and Yang J Z. 1994. The Tethyan evolution and the mineralization of the main metal deposits in western Yunnan[M]. Beijing: Geological Publishing House. 149-239 (in Chinese with English abstract) .
- Lü W J , Li S T , Liu S M , Duan Z H , Zhang W H , Jiao Y Q and Zhuang X G. 2002. Dynamic evolution of basin fluid and its metallogenic effects: A case study of Fuwan-changkeng silver-gold Deposit , Guangdong Province[J]. Mineral Deposits , 21(9) : 223-231.
- Misra K C. 2000. Understanding mineral deposits[M]. London: Kluwer Academic Publishers. 1-845.
- Mou C L , Wang J , Yu Q and Zhang L S. 1999. The evolution of the sedimentary basin in Lanping area during Mesozoic-Cenozoic [J]. J. Petrol , 19(3) : 30-36 (in Chinese with English abstract) .
- 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: Barnes H L , ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits [C]. New York: Wiley. 509-567.
- Phillips G N and Powell J K. 1993. Link between gold provinces [J]. Econ. Geol. , 88: 1084-1098.
- Que M Y , Cheng D M , Zhang L S , Xia W J and Zhu C Y. 1998. Copper deposits in Lanping-Simao Basin [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-46 (in Chinese with English abstract) .
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions [M]. Reviews in Mineralogy 12. 644p.
- Rosenbaum J M , Zindler A and Rubenstone J L. 1996. Mantle fluids: Evidence from fluid inclusions [J]. Geochim. Cosmochim. Acta. , 60: 3229-3252.
- Song Y C , Hou Z Q , Yang T N , Zhang H R , Yang Z S , Tian S H , Liu Y C , Wang X H , Liu Y X , Xue C D , Wang G H and Li Z. 2011. Sediment hosted Himalayan base metal deposits in Sanjiang Region: Characteristics and genetic types[J]. Acta Petrologica et Mineralogica , 30(3) : 355-380(in Chinese with English abstract) .
- Su Q. 2003. The relationship between the fluid and mineralization in the Baiyangping polymetallic mineralization district of Lanping: A study of fluid inclusions(Master Report) [D]. Supervisor: Yu X H. Beijing: Chinese University of Geology. 1-58 (in Chinese with English abstract) .
- Su W C , Heinrich C A , Pettke T , Zhang X C , Hu R Z and Xia B. 2009. Sediment-hosted gold deposits in Guizhou , China: Products of wall-rock sulfidation by deep crustal fluids [J]. Econ. Geol. , 104: 73-93.
- Taylor B M. 1986. Magmatic volatiles: Isotope variation of C , H , S. In: Stable isotopes in high temperature geological process. mineralogical society of America [J]. Reviews in Mineralogy , 16: 185-226.
- Tian S H , Ding T P , Mao J W , Li Y H and Yuan Z X. 2006. S , C , O , H isotope data and noble gas studies of the Maoniuping LREE deposit , Sichuan Province , China: A mantle connection for mineralization [J]. Acta Geologica Sinica , English edition 80: 540-549.
- Veizer J , Holser W T and Wilgus C K. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variation [J]. Geochim. Cosmochim. Acta. , 44: 579-588.
- Wang G H. 2010. The genetic model of Liancheng-Jinman vein-type copper in the Lanping Basin , Yunman Province(Master Report) [D]. Supervisor: Hou Z Q. Kunming: Kunming University of Science and Technology. 1-77 (in Chinese with English abstract) .
- Wang X H , Hou Z Q , Song Y C , Yang T N and Zhang H R. 2011. Baiyangping Pb-Zn-Cu-Ag polymetallic deposit in Lanping Basin: Metallogenic chronology and regional mineralization [J]. Acta Petrologica Sinica , 27(9) : 2625-2634 (in Chinese with English abstract) .
- Wen C Q , Cai J M , Liu W Z , Tan G J and Chen S F. 1995. Geochemical characteristics of fluid inclusion in the Jinding lead-zinc deposit , Yunnan , China [J]. J. Petrol , 15(4) : 78-84 (in Chinese with English abstract) .
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits [J]. Lithos , 55: 229-272.
- Wu N P , Jiang S Y , Liao Q L , Pan J Y and Dai B Z. 2003. Lead and sulfur isotope geochemistry and the ore sources of the vein-type copper deposit in Lanping-Simao Basin , Yunan Province [J]. Acta Petrologica Sinica , 19(4) : 799-807 (in Chinese with English abstract) .
- Xiao R G , Chen H Q and Yuan J Q. 1993. Geology and mineral deposits of Mesozoic in Yunan Province [M]. Beijing: Ocean Press. 98-118 (in Chinese with English abstract) .
- Xu Q D and Mo X X. 2000. Regional fluid characters and regimes of "Sanjiang" middle belt during Neo-Tethys [J]. Acta Petrologica Sinica , 16(4) : 639-648 (in Chinese with English abstract) .
- Xu Q D and Li J W. 2003. Ore-forming fluid migration in relation to mineralization zoning in Cu-polymetallic mineralization district of northern Lanping , Yunnan: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes

- [J]. *Mineral Deposits*, 22(4): 365-376 (in Chinese with English abstract).
- Xu Q D and Zhou L. 2004. Ore-forming fluid migration in relation to mineralization zoning in Cu-polymetallic mineralization district of northern Lanping, Yunnan: Evidence from lead isotope and mineral chemistry of ores [J]. *Mineral Deposits*, 23(4): 452-463 (in Chinese with English abstract).
- Xu X C, Xie Q Q, Lu S M, Chen T H, Huang Z and Yue S C. 2005. Fluid inclusion characteristics of copper deposits on the western border of Lanping Basin, Yunnan Province [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 25(2): 170-176 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Chen Y C, Yang J M and Wang D H. 2002a. Analysis of ore-forming background and tectonic system of Lanping Basin, western Yunnan Province [J]. *Mineral Deposits*, 21(1): 36-44 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Chen Y C, Yang J M, Wang D H and Xu Y. 2002b. The CO₂-rich and hydrocarbon-bearing ore-forming fluid and their metallogenic role in the Lanping Pb-Zn-Ag-Cu ore field, north-western Yunnan [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2002, 76(2): 244-253 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Chen Y C, Yang J M, Wang D H, Yang W G and Yang Q B. 2002c. Geology and geochemistry of the Jinding Pb-Zn deposit [J]. *Mineral Deposits*, 21(3): 270-277 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Chi G X, Chen Y C, Wang D H and Qing H R. 2006. Two fluid systems in the Lanping Basin, Yunnan, China—their interaction and implications for mineralization [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 89: 436-439.
- Xue C J, Zeng R, Liu S W, Chi G X, Qing H R, Chen Y C, Yang J M and Wang D H. 2007. Geologic, fluid inclusion and isotopic characteristics of the Jinding Zn-Pb deposit, western Yunnan, South China: A review [J]. *Ore Geology Reviews*, 31: 337-359.
- Xue W, Xue C J, Chi G X, Gao B Y and Yang S F. 2010. Study on the fluid inclusions of Baiyangping poly-metallic deposit in Lanping Basin, northwestern Yunnan, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1773-1784 (in Chinese with English abstract).
- Yan W and Li C Y. 1997. Geochemical characteristics and hydrothermal sedimentary genesis of a new type of copper deposits [J]. *Geochimica*, 26(1): 54-63 (in Chinese with English abstract).
- Yang W G, Yu X H, Li W C, Dong F L and Mo X X. 2003. The characteristics of metallogenic fluids and metallogenic mechanism in Baiyangping silver and polymetallic mineralization concentration area in Yunnan Province [J]. *Geoscience*, 17(1): 27-32 (in Chinese with English abstract).
- Ye Q T, Hu Y Z and Yang Y Q. 1992. The regional geochemical background of gold and silver lead-zinc mineralization of Sanjiang region [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-246 (in Chinese with English abstract).
- Zeng R. 2007. The large-scale fluid ore-forming process in the Lanping Basin-taking the Jinding and Baiyangping deposits as the examples (Doctor report) [D]. Supervisor: Xu C J. Xi'an: Changan University. 1-91 (in Chinese with English abstract).
- Zhang C J, Ni S J, Teng Y G, Peng X H and Liu J D. 2000. Relationship between Himalayan tectono-magmatic activity and mineralization in the Lanping Basin [J]. *J. Petrol*, 20(2): 35-39 (in Chinese with English abstract).
- Zhang J R. 2013. Spatial-temporal evolution of the ore-forming fluid and related mineralization in the western Lanping Basin, Yunnan Province, China (Doctor Report) [D]. Supervisor: Wen H J. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 1-103 (in Chinese with English abstract).
- Zhang J R, Wen H J, Qiu Y Z, Zhang Y X and Li C. 2013. Ages of sediment-hosted Himalayan Pb-Zn-Cu-Ag polymetallic deposits in the Lanping basin, China: Re-Os geochronology of molybdenite and Sm-Nd dating of calcite [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73: 284-295.
- Zhao H B. 2006. Study on the characteristics and metallogenic conditions of copper-polymetallic deposits in middle-northern Lanping Basin, western Yunnan (Doctor Report) [D]. Supervisor: Mo X X. Beijing: China University of Geosciences. 1-123 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F and Chen J F. 2000. Stable Isotope Geochemistry [M]. Beijing: Science Press. 1-316 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征 [J]. *岩石学报*, 23(9): 2085-2108.
- 邓军, 侯增谦, 莫宣学, 杨立强, 王庆飞, 王长明. 2010. 三江特提斯复合造山与成矿作用 [J]. *矿床地质*, 29(1): 37-42.
- 董方浏, 莫宣学, 侯增谦, 王勇, 毕先梅, 周肃. 2005. 云南兰坪盆地喜

- 马拉雅期碱性岩⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志 24(2): 103-109.
- 龚文君, 谭凯旋, 李小明, 龚革联. 2000. 兰坪白秧坪铜银多金属矿床流体地球化学特征及成矿机制[J]. 大地构造与成矿学 24(2): 175-181.
- 何龙清, 陈开旭, 余凤鸣. 2004. 云南兰坪盆地推覆构造及其控矿作用[J]. 地质与勘探 40(4): 7-12.
- 何明勤, 宋焯斌, 冉崇英, 严键. 1998. 云南兰坪金满铜矿床改造成因证据[J]. 地质与勘探, 34(2): 13-15.
- 何明勤, 刘家军, 李朝阳. 2004. 兰坪盆地铅锌铜大型矿集区的流体成矿作用机制——以白秧坪铜钴多金属地区为例[M]. 北京: 地质出版社. 1-101.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质 25(5): 521-543.
- 侯增谦, 宋玉财, 李政, 王召林, 杨志明, 杨竹森, 刘英超, 田世洪, 何龙清, 陈开旭. 2008. 青藏高原碰撞造山带 Pb-Zn-Ag 矿床新类型: 成矿基本特征与构造控矿模型[J]. 矿床地质 27(2): 123-144.
- 胡瑞忠, 钟宏, 叶造军, 毕献武, Turner G, Burnard P G. 1998. 金顶超大型铅-锌矿床氢、氩同位素地球化学[J]. 中国科学(D辑) 28(3): 208-213.
- 李峰, 甫为民. 2000. 滇西红层铜矿地质[M]. 昆明: 云南大学出版社. 16-60.
- 李文昌, 莫宣学. 2001. 西南“三江”地区新生代构造及其成矿作用[J]. 云南地质 20(4): 333-346.
- 李文昌, 潘桂棠, 侯增谦, 莫宣学, 王立全. 2010. 西南三江多岛弧盆-碰撞造山成矿理论与勘查技术[M]. 北京: 地质出版社. 1-491.
- 李永森. 2002. 云南澜沧江中段铜多金属矿床地球化学研究(硕士学位论文)[D]. 导师: 徐晓春. 合肥: 合肥工业大学. 1-96.
- 李志明, 刘家军, 秦建中, 廖宗廷, 何明勤, 刘玉平. 2005. 兰坪盆地白秧坪铜钴银多金属矿床成矿物质来源研究[J]. 地质与勘探 41(1): 1-6.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 1-282.
- 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 胡瑞忠, 刘显凡, 张乾. 2000a. 兰坪-思茅盆地砂页岩中铜矿床同位素地球化学[J]. 矿床地质, 19(3): 223-234.
- 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 刘显凡, 张乾, 刘玉平. 2000b. 兰坪-思茅盆地砂页岩中铜矿床成矿物质来源研究[J]. 地质与勘探 36(4): 16-19.
- 刘家军, 李朝阳, 张乾, 潘家永, 刘玉平, 刘显凡, 刘世荣, 杨伟光. 2001. 滇西金满铜矿床中木质结构及其成因意义[J]. 中国科学(D辑) 31(2): 89-95.
- 刘建明, 赵善仁, 刘伟, 储雪蕾, 常旭. 1998. 成矿地质流体体系的主要类型[J]. 地球科学进展 13(2): 161-165.
- 刘建明. 2000. 沉积盆地动力学与盆地流体成矿[J]. 矿物岩石地球化学通报 19(2): 76-84.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-487.
- 罗君烈, 杨荆舟. 1994. 滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用[M]. 北京: 地质出版社. 149-239.
- 吕万军, 李思田, 刘少明, 段振豪, 张文淮, 焦养泉, 庄新国. 2002. 盆地流体动力学演化及其成矿效应——以广东富湾-长坑银金矿床为例[J]. 矿床地质 21(9): 223-231.
- 牟传龙, 王剑, 余谦, 张立生. 1999. 兰坪中生代沉积盆地演化[J]. 矿物岩石 19(3): 30-36.
- 阙梅英, 程敦摸, 张立生, 夏文杰, 朱创业. 1998. 兰坪-思茅盆地铜矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1-46.
- 宋玉财, 侯增谦, 杨天南, 张洪瑞, 杨竹森, 田世洪, 刘英超, 王晓虎, 刘燕学, 薛传东, 王光辉, 李政. 2011. 三江喜马拉雅期沉积岩容矿贱金属矿床基本特征与成因类型[J]. 岩石矿物学杂志 30(3): 355-380.
- 苏祺. 2003. 云南兰坪白秧坪银多金属矿流体与成矿关系-流体包裹体的研究(硕士论文)[D]. 导师: 喻学惠. 北京: 中国地质大学. 1-58.
- 王光辉. 2010. 滇西兰坪盆地金满-连城脉状铜矿床成因研究(硕士论文)[D]. 导师: 侯增谦. 昆明: 昆明理工大学. 1-77.
- 王晓虎, 侯增谦, 宋玉财, 杨天南, 张洪瑞. 2011. 兰坪盆地白秧坪铅锌铜银多金属矿床: 成矿年代及区域成矿作用[J]. 岩石学报, 27(9): 2625-2634.
- 温春齐, 蔡建明, 刘文周, 覃功炯, 陈式房. 1995. 金顶铅锌矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 矿物岩石 15(4): 78-84.
- 吴南平, 蒋少涌, 廖启林, 潘家永, 戴宝章. 2003. 云南兰坪-思茅盆地脉状铜矿床铅、硫同位素地球化学与成矿物质来源研究[J]. 岩石学报 19(4): 799-807.
- 肖荣阁, 陈卉泉, 袁见齐. 1993. 云南中生代地质与矿产[M]. 北京: 海洋出版社. 98-118.
- 徐启东, 莫宣学. 2000. 三江中段新特提斯阶段区域流体的性质与状态[J]. 岩石学报 16(4): 639-648.
- 徐启东, 李建威. 2003. 云南兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体与矿化分带——流体包裹体和稳定同位素证据[J]. 矿床地质 22(4): 365-376.
- 徐启东, 周炼. 2004. 云南兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体流动与矿化分带——矿石铅同位素和特征元素组成依据[J]. 矿床地

- 质 23(4): 452-463.
- 徐晓春, 谢巧勤, 陆三明, 陈天虎, 黄震, 岳书仓. 2005. 滇西兰坪盆地西缘铜矿床矿物流体包裹体研究[J]. 矿物学报 25(2): 170-176.
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民, 王登红, 杨伟光, 杨清标. 2002a. 滇西兰坪盆地构造体制和成矿背景分析[J]. 矿床地质 21(1): 36-45.
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民, 王登红, 徐珏. 2002b. 滇西北兰坪铅锌铜银矿田含烃富 CO₂ 成矿流体及其地质意义[J]. 地质学报 76(2): 244-253.
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民, 王登红, 杨伟光, 杨清标. 2002c. 金顶铅锌矿床地质-地球化学[J]. 矿床地质 21(3): 270-277.
- 薛伟, 薛春纪, 池国祥, 石海岗, 高炳宇, 杨寿发. 2010. 滇西北兰坪盆地白秧坪多金属矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报 26(6): 1773-1784.
- 颜文, 李朝阳. 1997. 一种新类型铜矿床的地球化学特征及其热水沉积成因[J]. 地球化学 26(1): 55-63.
- 杨伟光, 喻学惠, 李文昌, 董方浏, 董宣学. 2003. 云南白秧坪银多金属集区成矿流体特征及成矿机制[J]. 现代地质 17(1): 27-32.
- 叶庆同, 胡云中, 杨岳清. 1992. 三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用[M]. 北京: 地质出版社. 1-246.
- 曾荣. 2007. 兰坪盆地流体大规模成矿过程——以金顶和白秧坪矿床为例(博士论文) [D]. 导师: 薛春纪. 西安: 长安大学. 1-91.
- 张成江, 倪师军, 滕彦国, 彭秀红, 刘家铎. 2000. 兰坪盆地喜马拉雅期构造-岩浆活动与流体成矿的关系[J]. 矿物岩石 20(2): 35-39.
- 张锦让. 2013. 兰坪盆地西缘成矿流体特征、时空演化及其成矿效应(博士论文) [D]. 导师: 温汉捷. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所. 1-103.
- 赵海滨. 2006. 滇西兰坪盆地中北部铜多金属矿床成矿地质特征及地质条件(博士论文) [D]. 导师: 莫宣学. 北京: 中国地质大学. 1-123.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 1-316.