

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2015133

兰坪盆地西缘沉积岩容矿脉状Cu-Ag-Pb-Zn 多金属矿床成矿时代

张锦让^{1,2}, 温汉捷², 裘愉卓^{2,3}, 邹志超⁴

1. 中国地质调查局 成都地质调查中心, 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, 贵阳 550002;
3. 中国科学院 广州地球化学研究所, 广州 510640;
4. 成都理工大学 地球科学学院, 成都 610059

摘要: 兰坪盆地是中国著名的三江构造-成矿带的重要组成部分。兰坪盆地西缘发育大量沉积岩容矿脉状Cu-Ag-Pb-Zn多金属矿床, 矿体的分布受一个逆冲推覆构造控制。逆冲推覆构造的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(\pm 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)。为了探讨兰坪盆地西缘脉状Cu-Ag-Pb-Zn多金属矿床成矿时代, 该文在系统总结前人年代学数据的基础上, 补充进行了金满Cu矿床与黄铜矿密切共生的方解石的Sm-Nd法和连城Cu-Mo矿床成矿早阶段辉钼矿的Re-Os法测年。金满Cu矿床方解石Sm-Nd等时线年龄为 58 ± 5 Ma, 连城Cu-Mo矿床Re-Os年龄为 48 ± 2 Ma, 结合前人的资料表明:(1)根部带Cu矿床主成矿时代为56~48 Ma, 对应于印度-亚洲大陆碰撞造山主碰撞阶段, 后期(47~35 Ma)很可能存在一期Cu-Ag(Mo)的叠加或改造成矿作用;(2)前锋带Pb-Zn-Ag(\pm Cu)多金属矿床的成矿作用主要发生在31~29 Ma左右, 对应于印度-亚洲大陆碰撞造山的晚碰撞构造转换期。

关键词: 成矿时代; 方解石Sm-Nd年龄; 辉钼矿Re-Os年龄; Cu-Ag(\pm Pb-Zn)多金属矿床; 兰坪盆地西缘
中图分类号: P617; P597 **文献标识码:** A **文章编号:** 1006-7493 (2016) 02-0219-12

Ages of the Cu-Ag-Pb-Zn Polymetallic Deposits in Western Lanping Basin, Yunan Province

ZHANG Jinrang^{1,2}, WEN Hanjie², QIU Yuzhuo^{2,3}, ZOU Zhichao⁴

1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, China;
2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;
3. Key Laboratory for Metallogenic Process, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;
4. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, 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, which are controlled by a thrust-nappe system. In the thrust-nappe system, the Cu orebodies occur as vein-type deposits in the western and relatively deep part of the mineralization system (the root zone), mainly including the Jinman Cu-Ag deposit, Liancheng Cu-Mo deposit, and more than 30 small vein copper deposits, such as Kedengjian, Huangbai, and Enqi. The Pb-Zn-Ag(\pm Cu)

收稿日期: 2015-06-19; 修回日期: 2015-10-28

基金项目: 国家青年科学基金项目(41403038); 国家重点基础研究发展计划项目(2009CB421005)联合资助

作者简介: 张锦让, 男, 1985年生, 助理研究员, 研究方向: 矿床地球化学研究; E-mail: zhangjinrang123@163.com

orebodies mainly occur in the eastern and relatively shallow part of the system (the front zone), including the Baiyangping Pb-Zn-Ag-Cu ore belt, and some small Ag-bearing Pb-Zn deposits, such as Liziping and Wudichang. To define the metallogenic history of the Cu-Ag-Pb-Zn polymetallic deposits in western Lanping basin, we dated nine calcite samples associated with copper sulfide from the Jinman Cu deposit by the Sm-Nd isotopic analysis and five molybdenite samples from the Liancheng Cu-Mo deposit by the Re-Os isotopic analysis. The nine calcite samples yielded an age of 58.2 ± 5.3 Ma (2σ , MSWD = 0.039). The five molybdenite samples yielded an isochron age of 47.8 ± 1.8 Ma (2σ , MSWD=7.2). The Sm-Nd isotopic age of calcites from the Jinman deposit (58 ± 5 Ma) and the molybdenite Re-Os age for the Liancheng deposit (48 ± 2 Ma), together with previously published chronological data, demonstrate that (1) the main Cu-Ag (Mo) mineralization in the root zone took place at ca. 56~48 Ma, corresponding to the main-collisional stage of the Indo-Asian collision orogeny; Possibly, there was a remobilization or a new phase of Cu mineralization in the duration from 35 to 47 Ma; (2) The main Pb-Zn-Ag (\pm Cu) mineralization in the front zone took place at ca. 31~29 Ma, corresponding to the late-collisional stage of the Indo-Asian collision orogeny.

Key words: Mineralization epoch; Calcite Sm-Nd age; Molybdenite Re-Os dating; Cu-Ag (\pm Pb-Zn) polymetallic deposits; western Lanping basin

First author: ZHANG Jinrang; E-mail: zhangjinrang123@163.com

兰坪盆地是一个典型的中新生代陆内盆地,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-成矿带中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,最为重要的是产出盆地中北部的一系列喜马拉雅期沉积岩容矿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新世代沉积地层中,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(徐启东和李建威, 2003; 徐启东和周炼, 2004; 侯增谦等, 2008; He et al., 2009; 王光辉, 2010)。西部逆冲推覆构造主要控制着盆地西缘的Cu-Ag(\pm Pb-Zn)多金属矿床,在其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;前锋带主要发育Pb-Zn-Ag(\pm 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

(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多金属矿床进行了很多成矿年代学的研究,积累了大量的同位素年代学数据,但是这些研究大多局限于单个矿床,未能很好地反映盆地以喜马拉雅期为主的成矿动力学背景(新生代印度-亚洲大陆碰撞),且得到的年龄数据跨度较大(67~37 Ma),各矿床成矿时代仍然存在非常大的争议(李小明, 2001; 薛春纪等, 2003; 毕先梅和莫宣学, 2004; 何明勤等, 2004; 徐晓春等, 2004; 王彦斌等, 2005; Li and Song, 2006; 赵海滨, 2006; 王晓虎等, 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、流体包裹体特征及同位素特征等方面都存在较大差异。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。但目前对区域成矿作用,特别是对逆冲推覆构造系统内部成矿时空分布规律、成矿元素分带机制以及成矿宏观动力学背景的分析研究较少,工作程度总体偏低(徐启东和李建威, 2003; 徐启东和周炼, 2004; 侯增谦等, 2008; 宋玉财等2011)。

鉴于此,本文在系统总结前人年代学研究的基础,补充进行了金满Cu矿床与黄铜矿密切共生的方解石的Sm-Nd法和连城Cu-Mo矿床成矿早阶段辉钼矿的Re-Os法测年,加强根部带Cu矿床和前锋带Pb-Zn矿床成矿时代的对比研究,系统探

讨盆地西缘 Cu-Ag (\pm Pb-Zn) 多金属矿床成矿时代, 同时探讨了研究区 Cu、Pb、Zn 等成矿元素的时空分带规律及其控制因素。本文研究表明, 该区明显存在二期成矿作用, 分别是根部带 Cu 成矿作用 (主成矿期约为 56~48 Ma) 和前锋带 Pb-Zn 成矿作用 (主成矿期约 31~29 Ma), 分别对应于印度-亚洲大陆碰撞造山主碰撞阶段和晚碰撞构造转换期, 不同成矿期的不同性质流体活动对区域矿化元素分带具有明显的控制作用。

1 成矿地质背景及矿床分布特征

兰坪盆地是一个典型的中新生代陆内盆地, 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 (阙梅英等, 1998; 薛春纪等, 2002)。兰坪盆地内部主要出露中-新生界地层, 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)。兰坪盆地的新生代岩浆岩多分布于盆地的边缘, 其最显著的特点是受澜沧江和金沙江-哀牢山等断裂控制 (罗君烈和杨荆舟, 1994; 阙梅英等, 1998)。盆地内部只在南部永平、巍山一带出露水云、卓潘、莲花山等碱性岩体, 成岩年龄在 68~23 Ma 之间 (张成江, 2000; 薛春纪等, 2002; 董方浏等, 2005)。虽然张成江等 (2000) 根据航磁、重力及遥感资料, 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。

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 (李文昌和莫宣学, 2001; 李文昌等, 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 (徐启东和李建威, 2003; 徐启东和周炼, 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 (\pm 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 1)。

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 (图 2), 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 (\pm Cu) 矿床, 主要包括白秧坪 Pb-Zn-Ag-Cu 多金属矿集区及其周边一系列小型的 Pb-Zn 矿床, 受逆冲推覆构造系统中的次级断裂系统控制。重要典型矿床的矿床地质特征简述如下。

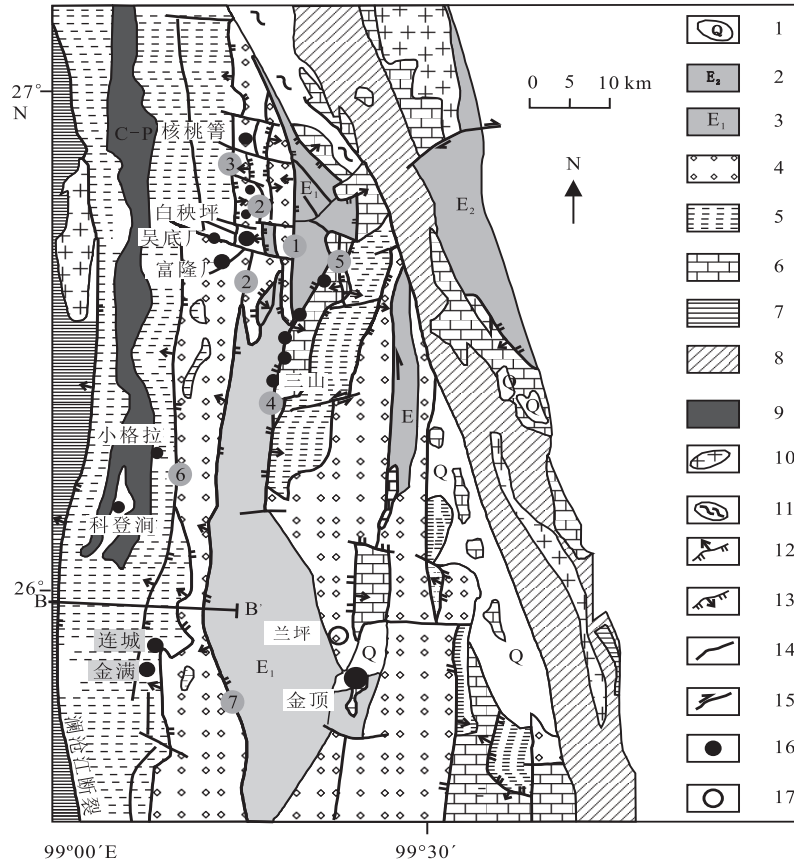
2 典型 Cu 多金属矿床地质特征

2.1 金满 Cu 矿床

金满 Cu 矿床紧靠澜沧江深大断裂, 是西矿带规模最大的、品位最高的 Cu 矿床, 拥有大于 20 万吨的金属 Cu, 平均品位为 2.6% (李峰和甫为民, 2000; He et al., 2009; Chi and Xue, 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)。

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 (李峰和甫为民, 2000; 王光辉, 2010)。

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 (李峰和甫为民, 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

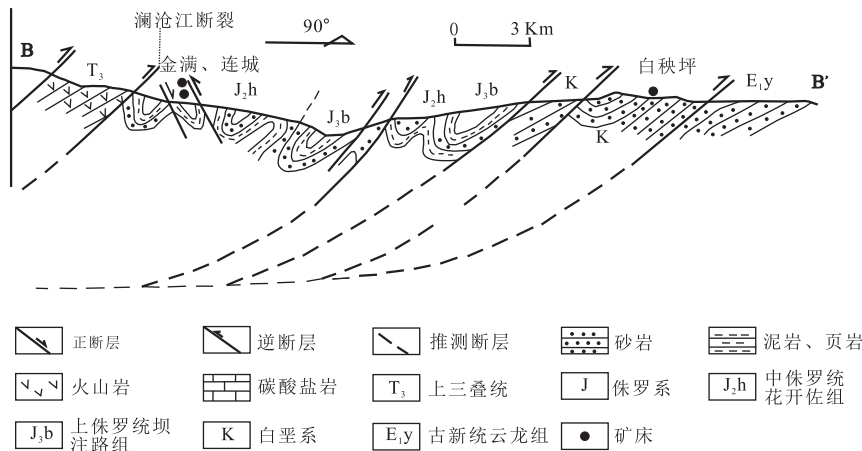


1: 第四系沉积物;2: 始新统砂岩、泥岩;3: 古新统;4: 白垩系砂岩、粉砂岩;5: 侏罗系泥岩、砂岩;6: 三叠系碎屑岩、灰岩;7: 中-上三叠系;8: 三叠系;9: 石炭系-二叠系;10: 岩浆岩;11: 雪龙山变质岩;12: 逆断层;13: 正断层;14: 断层;15: 走滑断层;16: 矿床;17: 城镇 ①匡力底断裂;②四十里箐断裂;③富隆厂断裂;④华昌山断裂;⑤水磨房断裂;⑥营盘断裂;⑦大山箐断裂

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 ①Kuangleidi fault; ②Sishiliqing fault;③Fulongchang fault;④Huachangshan fault;⑤Shuimofang fault;⑥Yingpan fault;⑦Dashanqing fault

图1 兰坪盆地中北部地质及矿产分布图(据侯增谦等,2008)

Fig. 1 Geological map showing geology and distribution of main deposits in middle-northern Lanping basin



正断层 逆断层 推测断层 砂岩 泥岩、页岩
 火山岩 碳酸盐岩 T₃ 上三叠统 J 侏罗系 J_{2h} 中侏罗统 花开佐组
 J_{2b} 上侏罗统坝注路组 K 白垩系 E_{1y} 古新统云龙组 矿床

图2 兰坪盆地逆冲推覆构造剖面图(侯增谦等,2008;剖面位置见图1)

Fig. 2 Structural sections of western thrust-nappe system in Lanping basin (For locations, see Fig. 1)

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(李峰和甫为民, 2000), 其长 1350 m, 厚 1~15 m, 平均厚度 8.2 m, 延深 350 m, 走向 NE25°, 倾向 NW, 倾角介于 70°~85°之间, 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 21.9×10^{-6} 。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, 这类矿体的规模较小, 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 3a~c)。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(李峰和甫为民, 2000; 刘家军等, 2001)。

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、成矿后 3 个阶段, 3 个阶段的矿物组合略有不同(图 3a~c)。**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:** 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 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 1、2; 李峰和甫为民, 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。

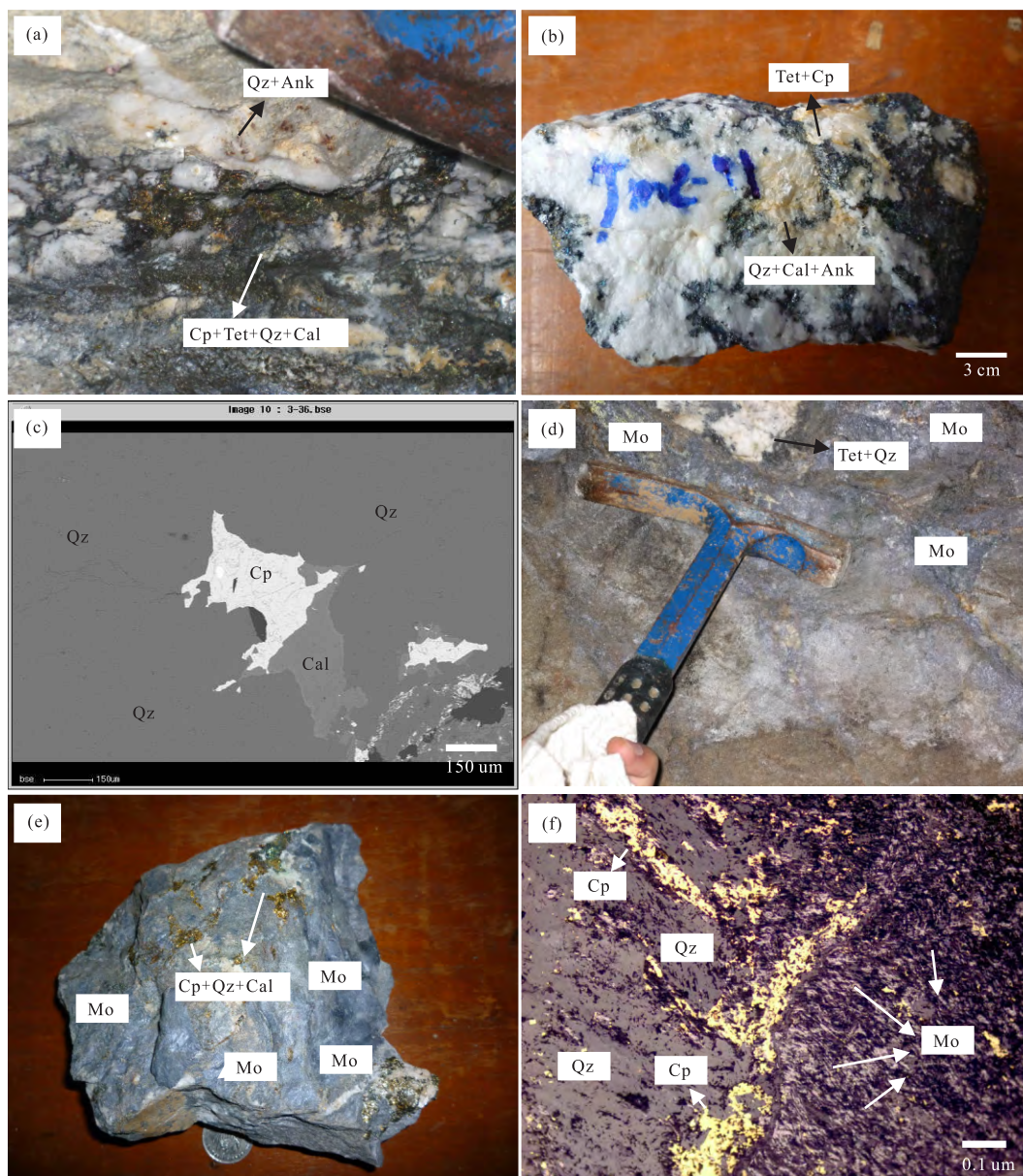
该矿床矿物组成比较简单, 矿石矿物主要有黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿和辉铜矿及少量硫化物的氧化物; 脉石矿物主要为石英和碳酸盐矿物组合, 含少量绢云母(图 3d~f)。连城矿床矿石结构构造与金满矿区基本相同, 矿石结构为半自形-他形粒状结构、溶蚀结构和交代结构等, 矿石构造以脉状为主, 次为块状和浸染状。另外, 区内发育有少量纹层状黄铜矿、斑铜矿。矿区最常见的围岩蚀变类型为硅化和碳酸盐化, 其次为重晶石化、绢云母化、菱铁矿化和黄铁矿化等。

连城 Cu-Mo 多金属矿床成矿作用可大致分为 3 个阶段(图 3d~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-方解石或菱铁矿细脉, 偶含黄铁矿, 铜矿化较弱, 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。

2.3 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 含量约 2000t、Cu 含量约 12×10^4 t, 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、核桃篙、挂登、李子坪、吴底厂等。构造上位于西部逆冲推覆构造前锋带。

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



a: 主矿期硫化物石英-方解石脉切割早期石英白云石脉(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、黄铜矿砂岩中的含黝铜矿石英脉(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

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

图3 金满—连城矿床矿物组合手标本及镜下照片

Fig. 3 Scanned images of ores and photomicrographs of hydrothermal minerals in the Jinman and Liancheng deposits

(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 2045×10^{-6} , 多集中在

$99 \times 10^{-6} \sim 427 \times 10^{-6}$ 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 $300^{\circ}\sim 325^{\circ}$ 。主要矿化元素有 Cu、Co、Ag, Cu 品位介于 $0.3\%\sim 7.2\%$; Co 品位介于 $340\times 10^{-6}\sim 1020\times 10^{-6}$; Ag 含量较低, 多集中于 $3\times 10^{-6}\sim 34\times 10^{-6}$ 。

矿石矿物主要包括黝铜矿、砷黝铜矿、汞银矿、辉银矿、辉砷钴矿和方铅矿等, 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 采样与分析方法

3.1 样品特征

测试样品方解石取自金满铜多金属矿床主成矿阶段含矿方解石脉(图 3a~d), 共生矿物主要有黄铜矿、黝铜矿、石英等。分析所需样品均采用常规分选方法, 在双目显微镜下反复挑选, 矿物纯度达到 99% 以上, 用蒸馏水清洗, 低温蒸干, 然后将近乎纯净的方解石样品在玛瑙研钵内研磨至 200 目左右。5 件辉钼矿样品均采自 2 号矿洞中硫化物石英脉(图 3d~f), 共生矿物有黄铜矿、石英等, 5 个辉钼矿样品都是极细粒, 呈片状集合体, 样品在双目镜下手工挑纯, 样品纯度达到 98% 以上。

3.2 方解石 Sm-Nd 法分析

样品的 Sm、Nd 同位素分析在天津地质矿产研究所同位素分析室完成。Sm、Nd 的同位素稀释法定量测定和 Nd 同位素比值测定均在 MAT-261 型热电离质谱仪上进行, 所有数据均以 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 作为同位素校正因子进行校正。国家一级 Sm-Nd 法标准岩石样的测定结果为 $\text{Sm}=3.02\times 10^{-6}$, $\text{Nd}=10.07\times 10^{-6}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512739\pm 5$; 国际标准岩石样品 BCR-1 的测试结果为 $\text{Sm}=6.57\times 10^{-6}$, $\text{Nd}=28.75\times 10^{-6}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512644\pm 5$ (2σ , $n=6$), 和前人测试数据非常的一致(Bell et al., 1989; Peng et al., 2003; Su et al., 2009)。JMC Nd 标样的测试结果为 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511132\pm 5$ (2σ)。全

流程 Sm、Nd 的本底空白分别为 3.0×10^{-11} 和 $5.0\times 10^{-11}\text{g}$ 。Sm、Nd 含量的分析误差优于 0.5%, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 的分析误差 (2σ) 为 $\pm 0.005\%$ 。

3.3 辉钼矿 Re-Os 法分析

样品的化学处理和分析测试是在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成, 测试仪器为电感耦合等离子体质谱仪 TJA X-series ICP-MS。样品经碱熔分解, 用萃取法分离 Re, 蒸馏法分离 Os, 全流程化学回收率达 90% 以上。详细的分析流程和测试方法见杜安道等(1994)。Re、Os 含量的不确定度包括样品和稀释剂的称量误差、稀释剂的标定误差、质谱测量的分馏校正误差、待分析样品同位素比值测量误差。置信水平 95%。模式年龄的不确定度还包括衰变常数的不确定度 (1.02%), 置信水平 95%。分析结果采用实验标准物质 JDC 来检验, 测试得到的 JDC 模式年龄为 $139.5\pm 1.9\text{ Ma}$ 与标准值 ($139.6\pm 3.8\text{ Ma}$) 一致。

近几年发现, Re-Os 辉钼矿年龄的重现性和准确性与辉钼矿颗粒的大小以及取样量密切相关。细颗粒和完全均匀的样品对于获得准确年龄是非常重要的, 这是因为 Re 和 ^{187}Os 在辉钼矿单个晶体中有失耦现象, 即由于放射性成因 ^{187}Os 的迁移使 Re 和 ^{187}Os 在空间上不再保持连接(Kosler et al., 2003; Stein et al., 2003; Selby and Creaser, 2004; 杜安道等, 2007; Mao et al., 2008)。Selby 与 Creaser (2004)、Mao 等 (2008) 和杜安道等 (2007) 指出有效的克服失耦现象是成功获得准确的辉钼矿 Re-Os 年龄的关键, 同时细颗粒均匀的辉钼矿样品表现出弱的失耦现象并且容易获得好的和地质上合理的年龄。本次测试所选的 5 个辉钼矿样品都是极细粒的, 因此, 非常适合用来做 Re-Os 法定年。

4 分析结果

4.1 方解石 Sm-Nd 法

方解石的 Sm、Nd 含量及其同位素组成见表 1。9 个方解石样品的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 和 $^{43}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值变化范围分别为 $0.1323\sim 0.3856$ 和 $0.512274\sim 0.512197$ (表 1)。在 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}-^{43}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图解中(图 4), 9 个方解石样品表现出良好的线性关系。

利用 ISOPLOT 软件包(Ludwig, 1996), 求得矿体方解石等时线年龄 $t=58.2\pm 5.3\text{ Ma}$ (2σ),

表1 金满Cu-Ag矿床方解石Sm-Nd同位素组成

样号	样品性质	Sm/ppm	Nd/ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(2\sigma)$
JM-3	含矿方解石	9.70	20.29	0.2892	0.512239(10)
JM-6	含矿方解石	3.83	6.00	0.3856	0.512274(48)
JM-17	含矿方解石	7.01	13.60	0.3116	0.512246(21)
JM-40	含矿方解石	4.88	18.45	0.1599	0.512189(36)
JM-41	含矿方解石	5.87	18.20	0.195	0.512202(11)
JM-43	含矿方解石	6.95	19.28	0.218	0.512212(11)
JMC-1	含矿方解石	15.91	62.61	0.1536	0.512187(19)
JMC-4	含矿方解石	27.31	88.44	0.1867	0.512197(32)
09JM-10	含矿方解石	9.60	43.87	0.1323	0.512179(8)

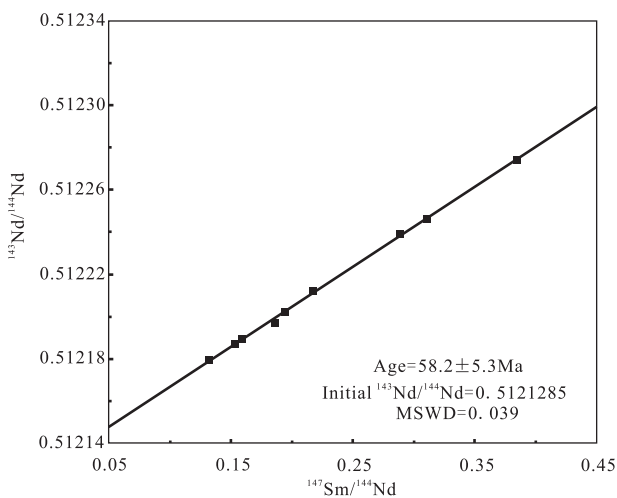


图4 金满Cu-Ag矿床方解石Sm-Nd等时线图

Fig. 4 The Sm-Nd isochron for calcites from the Jinman deposit

MSWD=0.039, 对应的 $\epsilon_{\text{Nd}} = -8.4$ 。需要指出的是, 此处的MSWD明显较小, 可能是过高地估计分析误差造成的 (Peng et al., 2003; Su et al., 2009)。

4.2 辉钼矿Re-Os法

分析结果见表2和图5, 5个辉钼矿拥有差异较大的Re和 ^{187}Os 含量, 但却获得十分一致的模式年龄 (从 51.0 ± 0.8 Ma 到 48.4 ± 0.9 Ma), 显示出同期封闭的特征。

表2 连城Cu-Mo矿床辉钼矿Re-Os同位素组成

Table 2 Re and Os isotope composition for molybdenites from the Liancheng deposit

样品号	分析矿物	Re($\times 10^{-6}$)	$^{187}\text{Re}(\times 10^{-6})$	$^{187}\text{Os}(\times 10^{-9})$	模式年龄(Ma)
LC11-11	辉钼矿	159.0(2.2)	99.9(1.4)	80.6(0.7)	48.4(0.9)
LC03-4	辉钼矿	51.2(0.4)	32.2(0.3)	26.8(0.2)	49.9(0.7)
LC02-1	辉钼矿	32.9(0.3)	20.7(0.2)	17.6(0.2)	51.0(0.8)
09EN-7	辉钼矿	28.3(0.3)	17.8(0.2)	14.8(0.1)	49.8(0.8)
LC11-14	辉钼矿	62.2(0.6)	39.1(0.4)	31.6(0.3)	48.4(0.7)

在Re-Os同位素等时线图 (图5), 5个辉钼矿样品表现出良好的线性关系。利用ISOPLLOT

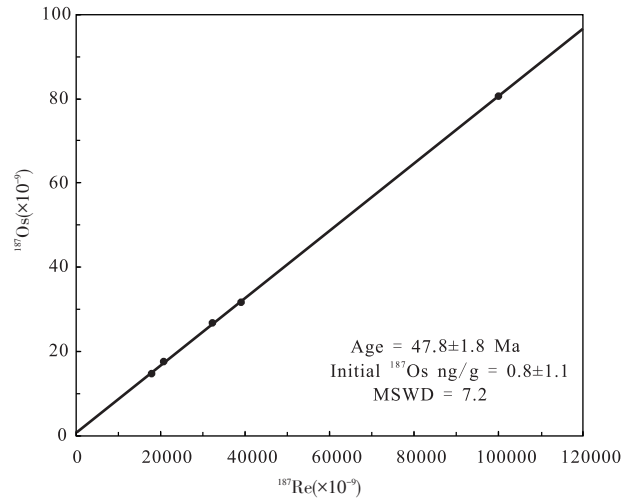


图5 连城Cu-Mo矿床Re-Os等时线图

Fig. 5 The Re-Os isochron for molybdenites from the Liancheng deposit.

软件包, 求得矿体辉钼矿等时线年龄 $t = 47.8 \pm 1.8$ Ma (2σ), MSWD=7.2, 初始 ^{187}Os 值为 0.8 ± 1.1 , 在误差范围内接近零。MSWD略大, 辉钼矿的形成年龄, 需要参考模式年龄综合考虑 (杜安道等, 1994), 认为成矿年龄应为51~48 Ma。

5 讨论

本次获得同位素年龄数据以及前人年代学数据列于表3 (李小明, 2001; 薛春纪等, 2003; 毕先梅和莫宣学, 2004; 何明勤等, 2004; 徐晓春等, 2004; 王彦斌等, 2005; Li and Song, 2006; 赵海滨, 2006; 王晓虎等, 2011)。

从表3可看出, 西部逆冲推覆根部带Cu-Ag(Mo)多金属矿床的同位素年代学数据主要集中在三个区间: 67、56~48和48~35 Ma; 前锋带Pb-Zn-Ag(\pm Cu)矿床的同位素年代学数据也主要集中在三个区间: 63~60、56和30~28 Ma。不难发现, 兰坪盆地西矿带各矿床年龄数据的地质解释、区域成矿事件序列及时空演变都存在很大争议, 同时一些数据明显与地质事实不相属。

据此, 本研究认为准确的厘定西矿带Cu-Ag(\pm Pb-Zn)多金属矿床的成矿时代, 必须综合考虑如下三方面的因素: 同位素年龄数据 (表3)、赋矿层位 (图1) 和控矿构造。其中, 由于本区各矿床主要赋存在中生界侏罗系花开佐组和白垩系下统景星组地层中 (白秧坪—富隆厂) (图1), 这些地层明显老于同位素年代学数据 (67~28 Ma)。研

表3 兰坪盆地西矿带典型矿床同位素年代学数据

Table 3 The age data of the Cu-Ag (\pm Pb-Zn) polymetallic deposits in western Lanping basin

构造位置	矿床	矿化元素组合	分析矿物	测年方法	年龄(Ma)	数据来源
根部带	金满	Cu, Ag	石英中包裹体	Rb-Sr	66.8	李小明, 2001
根部带	金满	Cu, Ag	含矿石英	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	56.8 \pm 0.7	徐晓春等, 2004
根部带	金满	Cu, Ag	绢云母	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	67, 37	王彦斌等, 2005
根部带	金满	Cu, Ag	磷灰石	裂变径迹	46.1 \pm 5.8	Li and Song, 2006
根部带	金满	Cu, Ag	伊利石	K/Ar	46.7 \pm 0.7	毕先梅等, 2004
根部带	金满	Cu, Ag	伊利石	K/Ar	47.2-35.4	赵海滨, 2006
根部带	金满	Cu, Ag	含矿方解石	Sm-Nd	58.2 \pm 5.3	本文
根部带	金满	Cu, Mo	辉钼矿	Re-Os	47.8 \pm 1.8	本文
前锋带	白秧坪	Cu, Ag, Pb, Zn	矿区石英	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	63-60	薛春纪等, 2003
前锋带	白秧坪	Cu, Ag, Pb, Zn	矿区石英	$^{40}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$	56.5 \pm 0.4	何明勤等, 2004
前锋带	白秧坪	Cu, Ag, Pb, Zn	方解石	Sm-Nd	29.9 \pm 1.1	王晓虎, 2011
前锋带	白秧坪	Cu, Ag, Pb, Zn	闪锌矿	Rb-Sr	28.9 \pm 0.6	王晓虎, 2011
前锋带	白秧坪	Cu, Ag, Pb, Zn	方解石	Sm-Nd	30.1 \pm 1.9	Zou et al., 2015

究表明, 兰坪盆西缘脉状 Cu-Ag(\pm Pb-Zn) 多金属矿床) 受控于盆地西部逆冲推覆构造, 其成矿时代当然应该晚于逆冲推覆系统的起始时间(侯增谦等, 2006, 2008; He et al., 2009; 王光辉, 2010)。研究表明, 卷入西部逆冲推覆构造的 latest 地层为古新世云龙组或果朗组(两者为整合接触), 其与上部始新世宝相寺组地层呈不整合接触(图1; 牟传龙等, 1999)。因此, 西矿带 Cu-Ag(\pm Pb-Zn) 多金属矿床的成矿时代应晚于云龙组地层的沉积时间(~56 Ma; 牟传龙等, 1999; He et al., 2009; 王光辉, 2010)。对根部带的 Cu-Ag(Mo) 多金属矿床和前锋带 Pb-Zn-Ag(\pm Cu) 多金属矿床的成矿时代分别讨论如下。

5.1 根部带 Cu-Ag (Mo) 矿床成矿时代

兰坪盆地西部逆冲推覆构造根部带发育了一系列脉状 Cu-Ag(Mo) 多金属矿床, 主要包括: 金满 Cu-Ag、连城 Cu-Mo 多金属矿床和一系列小型的脉状 Cu 矿床/点, 受逆冲推覆构造及其构造控制(侯增谦等, 2006, 2008; He et al., 2009; 王光辉, 2010; 宋玉财等, 2011)。

研究表明, 根部带的 Cu-Ag(Mo) 多金属矿床(金满、连城等) 形成于盆地西部逆冲带逆冲推覆发育期间, 控矿构造具有逆冲构造早期变形的特点(侯增谦等, 2006, 2008; 王光辉, 2010)。前人曾对这些矿床的成矿时代(特别是金满) 进行过大量的研究(李小明, 2001; 毕先梅和莫宣学, 2004; 徐晓春等, 2004; 王彦斌等, 2005; Li and Song, 2006; 赵海滨, 2006)。如李小明(2001) 获得金满铜矿石英脉中流体包裹体的 Rb/Sr 年龄, 其等时年龄为 66.8 Ma, 但 Rb/Sr 等时线

中数据点的相关系数较低($r=0.78$), 所以这个年龄不具有很好的参考价值。徐晓春等(2004) 对含矿石英流体包裹体进行了 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 快中子活化法定年, 获得较好的坪年龄为 56.7 \pm 1.0 Ma, 等时线年龄为 56.8 \pm 0.7 Ma, 坪年龄与其等时线年龄在误差范围内几乎相等。

考虑到这些石英样品都是取自含矿石英脉, 且年龄数据较好, 我们认为这两个石英 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄是可靠的, 可代表矿床的形成年龄(与本次测得的方解石 Sm-Nd 等时线年龄极其一致)。据此, 我们认为金满铜多金属矿床主成矿期应该是在 56~54 Ma 之间, 对应于印度-亚洲大陆碰撞造山主碰撞阶段(65~41 Ma; 侯增谦等, 2006, 2008)。至于, 前人获得较新的绢云母 Ar-Ar 年龄(36.8 \pm 0.8 Ma; 王彦斌等, 2005) 和蚀变围岩中极低级变质矿物伊利石 K-Ar 年龄(47.2~35.4 Ma; 毕先梅和莫宣学, 2004; 赵海滨, 2006) 可能代表了晚期构造-热事件对矿床的叠加或改造的年龄。这一年龄刚好与兰坪盆地新生代碱性岩体的年龄(38.8~46.5 Ma; Ar-Ar 法; 张成江等, 2000; 薛春纪等, 2002; 董方浏等, 2005) 对应。

连城 Cu-Mo 矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄(47.8 \pm 1.8 Ma) 和模式年龄(51~48 Ma) 非常的一致, 因此, 作者认为连城 Cu-Mo 矿床主成矿年龄应为 51~48 Ma, 对应于印度-亚洲大陆碰撞造山主碰撞阶段(65~41 Ma; 侯增谦等, 2006, 2008)。虽然本次获得的连城 Cu-Mo 矿床辉钼矿 Re-Os 法年龄数据略小于金满矿床的主成矿年龄, 但却与前人获得的金满矿床热液蚀变年龄有一定的重叠, 这也说明研究区矿床中热液活动跨度较

大,不同的矿床主成矿期略有不同。在西部逆冲推覆根部带内,除发育有金满和连城矿床,还产出有大量小型的脉状铜矿床/点,它们均受控于逆冲推覆构造及其次级断裂,尽管这些矿床具体的控矿构造形式略有差异,但都是西部逆冲带逆冲推覆变形的产物,因此,其形成时限也应晚于云龙组地层的沉积时间(~56 Ma; 牟传龙等, 1999; He et al., 2009; 王光辉, 2010)。据此,我们推测兰坪盆地西部逆冲推覆根部带Cu-Ag(Mo)成矿作用的主要成矿期为56~48 Ma,对应于印度-亚洲大陆碰撞造山主碰撞阶段(65~41 Ma; 侯增谦等, 2006, 2008); Cu-Ag矿床后期可能存在一期热液叠加或改造作用(48~35 Ma,对应于青藏高原的晚碰撞期; 侯增谦等, 2006, 2008)。

5.2 前锋带Pb-Zn-Ag(Cu)矿床成矿时代

兰坪盆地西部逆冲推覆构造前锋带主要发育一系列Pb-Zn-Ag(\pm Cu)多金属矿床,主要包括:白秧坪Pb-Zn-Ag-Cu多金属矿集区及其周边的一系列小型的Pb-Zn矿床,受逆冲推覆构造及其次级断裂控制(图1,侯增谦等, 2006, 2008; He et al., 2009; 王光辉, 2010)。

为了准确厘定这些矿床的成矿时代,特别是白秧坪多金属矿集区,前人尝试过很好的方法(薛春纪等, 2003; 何明勤等, 2004; 王晓虎等, 2011)。白秧坪集区白秧坪-富隆厂矿段矿体主要赋存于白垩系下统景星组(K_j)和侏罗系

花开佐组(J_h)地层中。其成矿时代明显应晚于含矿围岩的时代。何明勤等(2004)选取白秧坪矿区石英流体包裹体进行了⁴⁰Ar/³⁹Ar快中子活化法定年,获得较好的坪年龄为56.5 \pm 0.4 Ma,等时线年龄为55.9 \pm 0.3 Ma,坪年龄与其等时线年龄在误差范围内几乎相等;运用相同的方法薛春纪等(2003)得到坪年龄为62.8 \pm 0.6 Ma,等时线年龄为61.1 \pm 0.1 Ma。第一个年龄刚好与根部带金满Cu-Ag矿床成矿时代一致,可能代表了一期铜的矿化事件;第二个年龄明显大于西部逆冲推覆构造起始时间,解释为成矿时代是不合适的,因此,我们推测这个石英⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄可能仅代表区内一期构造热事件的年龄(图6)。王晓虎等(2011)和Zou等(2015)选取白秧坪矿集区不同矿段含矿方解石,运用Sm-Nd法定年,获得了较为一致的年龄数据(29.9 \pm 1.1 Ma、30.1 \pm 1.9 Ma),同时,这些年龄数据又与闪锌矿的Rb-Sr年龄(28.9 \pm 0.6 Ma)在误差范围内一致,应该可以代表白秧坪多金属矿集区Pb、Zn的主成矿年龄。据此,笔者推测兰坪盆地西部逆冲推覆构造前锋带Pb-Zn-Ag(\pm Cu)矿床的主成矿时代为31~29 Ma,对应于印度-亚洲大陆碰撞造山的晚碰撞构造转换期(40~26 Ma; 侯增谦等, 2006, 2008),在大约56 Ma左右,该区可能存在一期铜的矿化作用(何明勤等, 2004)。

综上所述,在兰坪盆地西部逆冲推覆构造系

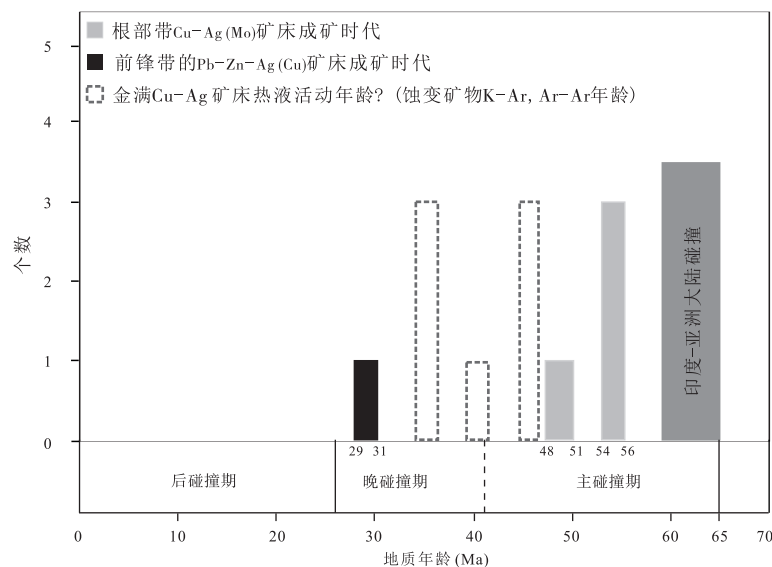


图6 兰坪盆地西缘脉状Cu-Ag(\pm Pb-Zn)多金属矿床成矿时代及其与印度-亚洲大陆碰撞造山运动的对应关系(侯增谦等, 2006)

Fig. 6 Relationship between the episodic mineralization events and the overall geodynamic setting in the eastern Indo-Asian collision zone

统内部, Cu-Ag(\pm Pb-Zn) 多金属成矿作用存在明显的时空分带性(图6)。根部带主要发育脉状 Cu-Ag(Mo) 矿床, 成矿作用主要发生在 56~48 Ma, 对应于印度—亚洲大陆碰撞造山主碰撞阶段(65~41 Ma; 侯增谦等, 2006, 2008); 前锋带主要发育 Pb-Zn-Ag(\pm Cu) 矿床, 成矿作用主要发生在 31~29 Ma, 对应于印度—亚洲大陆碰撞造山的晚碰撞构造转换期(40~26 Ma; 侯增谦等, 2006, 2008)。另外, 需要指出的是, 在 47~35 Ma 之间, 根部带可能存在一期 Cu-Ag(Mo) 叠加或改造成矿作用, 因为金满 Cu-Ag 矿床蚀变围岩中蚀变矿物绢云母 Ar-Ar 年龄(36.8 \pm 0.8 Ma) 和伊利石 K-Ar 年龄(47.2~35.4 Ma) 指示本区此时存在一期热液事件。

综合兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(\pm Pb-Zn) 多金属矿床成矿流体、成矿元素分带特征和成矿年代学的研究表明, 从根部带→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), 流体包裹体均一温度亦存在由高到低的变化趋势, CO₂ 含量亦明显降低(张锦让, 2013)。这恰与主要矿化金属元素所显示的 Cu-Ag(Mo)→Pb-Zn-Ag(\pm Cu) 矿化分带性变化存在空间对应关系。这些特征表明, 不同成矿期的不同性质流体活动对区域矿化元素分带特征具有明显的控制作用。

6 结论

(1) 根部带 Cu-Ag(Mo) 矿床的成矿作用主要发生在 56~48 Ma, 对应于印度—亚洲大陆碰撞造山主碰撞阶段, 后期(47~35 Ma) 很可能存一期 Cu-Ag(Mo) 的叠加或改造成矿作用。

(2) 前锋带主要发育 Pb-Zn-Ag(\pm Cu) 矿床的成矿作用主要发生在 31~29 Ma, 对应于印度—亚洲大陆碰撞造山的晚碰撞构造转换期。

(3) 综合兰坪盆地西缘脉状 Cu-Ag(\pm Pb-Zn) 多金属矿床成矿流体、成矿元素分带特征和成矿年代学的研究表明, 不同成矿期的不同性质流体活动对区域矿化元素分带特征具有明显的控制作用。

致谢: 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。

参考文献 (References):

毕先梅, 莫宣学. 2004. 成岩-极低级变质-低级变质作用及有关矿产[J].

地学前缘, 11(1): 287-294.

邓军, 侯增谦, 莫宣学, 等. 2010. 三江特提斯复合造山与成矿作用[J]. 矿床地质, 29(1): 37-42.

杜安道, 何红寥, 殷宁万, 等. 1994. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. 地质学报, 68(4): 339-347.

杜安道, 屈文俊, 王登红, 等. 2007. 辉钼矿亚晶粒范围内 Re 和 ¹⁸⁷Os 的失耦现象[J]. 矿床地质, 26(5): 572-580.

董方浏, 莫宣学, 侯增谦, 等. 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.

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, 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, 等. 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, 等. 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.

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.

李小明. 滇西金满铜矿床成矿年龄测定[J]. 2001. 现代地质, 15(4): 405-408.

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, 等. 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.

刘家军, 李朝阳, 张乾, 等. 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.

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.

牟传龙, 王剑, 余谦, 等. 1999. 兰坪中新生代沉积盆地演化[J]. 矿物岩石, 19(3): 30-36.

阙梅英, 程敦摸, 张立生, 等. 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, 等. 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.

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]. 昆明: 昆明理工大学: 1-77.

王彦斌, 陈文, 曾普胜. 2005. 滇西北兰坪盆地金满脉状铜矿床绢云母 ⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄对成矿时代的约束[J]. 地质通报, 24(2): 181-184.

王晓虎, 侯增谦, 宋玉财, 等. 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.

徐启东, 李建威. 2003. 云南兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体动与矿化分带——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, 黄震, 谢巧勤, 等. 2004. 云南金满、水泄铜多金属矿床的 Ar-Ar 同位素年代学及其地质意义[J]. 高校地质学报, 10(2): 157-164.

- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民, 等. 2002. 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, 王登红, 等. 2003. 滇西北金顶和白秧坪矿床: 地质和 He, Ne, Xe 同位素组成及成矿时代[J]. 中国科学 (D 辑), 33(4): 315-322.
- 张成江, 倪师军, 滕彦国, 等. 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[D]. 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[D]. 北京: 中国地质大学: 1-123.
- Bell K, Anglin C D and Franklin J M. 1989. Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics of scheelites: possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits [J]. *Geology*, 17: 500-504.
- 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.
- He L Q, Song Y C, Chen K X, et al. 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.
- Kosler J, Simonetti A, Sylvester P J, et al. 2003. Laser-ablation ICP-MS measurements of Re/Os in molybdenite and implications for Re-Os geochronology [J]. *Canadian Mineralogist*, 41: 307-320.
- Li X M and Song Y G. 2006. Cenozoic evolution of tectono-fluid and metallogenic process in the Lanping Basin, western Yunnan Province, Southwest China: Constraints from apatite fission track data [J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 15: 405-408.
- Mao J W, Xie G Q, Bierlein F, et al. 2008. Tectonic implications from the Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie orogenic belt [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 4607-4626.
- Misra K C. 2000. *Understanding Mineral Deposits* [M]. London: Kluwer Academic Publishers: 1-845.
- Peng J T, Hu R Z and Burnard P G. 2003. Samarium-neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): the potential of calcite as a geochronometer [J]. *Chemical Geology*, 200: 129-136.
- Selby D and Creaser A. 2004. Macroscale NTIMS and microscale LA-MC-ICP-MS Re-Os isotopic analysis of molybdenite: testing spatial restrictions for reliable Re-Os age determinations, and implications for the decoupling of Re and Os within molybdenite [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 3897-3908.
- Stein H J, Scherster'n K, Hannah J L, et al. 2003. Subgrain-scale decoupling of Re and ¹⁸⁷Os and assessment of laser ablation ICP-MS spot dating in molybdenite [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 92: 827-835.
- Su Wenchao, Hu Ruizhong, Xia Bin, et al. 2009. Calcite Sm-Nd isochron age of the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China [J]. *Chemical Geology*, 258: 269-274.
- Xue C J, Zeng R, Liu S W, et al. 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.
- Zou Z C, Hu R Z, Bi X W, et al. 2015. Absolute and relative dating of Cu and Pb-Zn mineralization in the Baiyangping area, Yunnan Province, SW China: Sm-Nd geochronology of calcite [J]. *Geochemical Journal*, 48. doi:10.2343/geochemj.2.0334