

文章编号:0258-7106(2003)04-0365-12

# 云南兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体流动与矿化分带\*

## ——流体包裹体和稳定同位素依据

徐启东 李建威

(中国地质大学资源学院,湖北武汉 430074)

**摘要** 滇西兰坪盆地北部发育了一类受逆冲推覆构造控制的浅成热液 Cu-Ag-Pb-Zn 矿化,形成了白秧坪、富隆厂、吴底厂、麻栗坪及金满、科登涧等大-中型矿床和矿点,并存在矿化分带。文章利用这些矿化脉体的流体包裹体和热液方解石的碳氧同位素组成资料,研究成矿流体与矿化分带的关系。结果表明,成矿流体主要属于 NaCl-H<sub>2</sub>O 成分体系,盐度  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  为 2%~11%,形成温度为 170~300℃,形成于 1.8~3.8 km 深度内,这些相似性说明这类矿化的发生具有相似的流体性质和沉淀机制。热液方解石在  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  图解中呈近水平线展布的类型,指示流体源自地壳浅部的地下水系统,与海相灰岩等围岩作用形成了溶解碳以  $[\text{HCO}_3^-]$  为主的成矿流体,流体与岩石的相互作用可能是成矿流体沉淀的主要机理。从西到东,流体包裹体的盐度-温度由高到低变化与矿化分带和逆冲推覆构造的根带→中带→锋带相配套,显示重力驱动流动可能是主要的流体流动机制。成矿流体在不同构造部位流动的通畅及流体-岩石系统的封闭-开放程度等流体流动性与矿化发生的强度和规模有关,兰坪北部逆冲推覆构造中带的流体通畅地流动及沉淀时处于相对开放状态,有利于该区形成较大规模的浅成热液多金属矿化。

**关键词** 地球化学 流体流动 矿化分带 逆冲推覆构造 流体包裹体 稳定同位素 兰坪

**中图分类号**:P618.41;P597+.2

**文献标识码**:A

浅成热液矿床包括了一系列形成深度较浅、具开放空间结构特征的矿床,涉及 Au, Ag, Cu, Pb, Zn 及 As, Sb, Hg, Tl 等金属的富集,多成群、成带出现,形成于活动的古代和现代地热系统及相似的地质-地球化学环境中(Henley et al., 1985; Plumley, 1994)。近十余年来,对于非岩浆热液形成的浅成热液矿床,已经提出了若干个成因模式来阐述矿化的形成和区域成矿条件,例如,沉积盆地压实-排泄模式、地震流体泵模式、重力驱动流动模式和构造驱动流动模式等(Sverjensky et al., 1992; Clendenin et al., 1994; Bethke, 1986; Oliver, 1986; Garven et al., 1993; Hayba, 1997; Goldhaber et al., 1995; Cartwright et al., 1999)。运用合适的成因模式,有助于预测有利的成矿积聚部位和条件,探讨矿床的形成、分布与盆地演化和造山作用过程的关系等问题。

滇西兰坪中生代盆地中发育了两类喜马拉雅期浅成多金属热液矿化:一是以超大型的金顶 Pb-

Zn-Sr 矿床为代表;二是兰坪北部以白秧坪、富隆厂、吴底厂、麻栗坪及金满、科登涧等大-中型矿床为代表的 Cu-Ag-Pb-Zn 矿化。后者的产出明显受第三纪中晚期发育的逆冲推覆构造控制,矿化的矿物共生组合和主要成矿元素组合具有一定的分带性。成矿流体的形成、流动、汇集和沉淀过程及流体性质对于浅成热液矿化的形成及分布具有重要的控制作用。本文提供了这一矿化区中部分典型矿床和矿点的流体包裹体及碳、氧同位素组成的研究结果,讨论成矿流体流动性与矿化分带及与逆冲推覆构造之间的关系,为选择矿化成因模式和建立区域成矿模式提供限制。

## 1 成矿地质背景和矿化分布

### 1.1 成矿地质背景

研究区所在的兰坪盆地属于西南三江地区的重

\* 本文受国家自然科学基金项目(编号:40073014)资助

第一作者简介 徐启东,男,1957年生,博士,教授,主要从事矿床学和地球化学方面的工作,Email: xuqd@cug.edu.cn。

收稿日期 2003-05-06;改回日期 2003-07-03。张绮玲编辑。

要矿集区之一。在新特提斯演化时期(燕山期和喜马拉雅期),该区已全面进入陆内构造演化阶段(刘增乾等,1993;李兴振等,1999),由于印度板块向北和北东与欧亚陆块的持续俯冲、碰撞,给该区留下了一幅复杂的地质构造图像,其中逆冲推覆构造尤为显著,且与本区浅成热液矿化关系密切。

在盆地中出露的中新生代陆相沉积地层,主要为上三叠统的碳酸盐岩和细碎屑岩类[包括三合洞组( $T_3s$ )、挖鲁八组( $T_3wl$ )和麦初箐组( $T_3m$ ),文后统称简写为 $T_3s-m$ ],侏罗系的杂色和紫红色细碎屑岩类(花开左组 $J_2h$ 和坝注路组 $J_3b$ ),白垩系以各种红色碎屑岩系为主(景星组 $K_1j$ 、南新组 $K_1n$ 和虎头寺组 $K_1h$ ),第三系主要为含盐红色碎屑岩系(云龙组 $E_1y$ )及磨拉石建造(果朗组 $E_2g$ 及宝相寺组 $E_2b$ 等)。在盆地西部和东部的澜沧江构造带和金沙江构造带,分别出露石炭纪-二叠纪及三叠纪的弧系火山-沉积岩系( $C-P$ ,  $T_{2,3}$ )和中晚三叠世的火山-沉积岩系(上兰组 $T_{2s}$ 、攀天阁组 $T_{2p}$ 、崔依比组 $T_{3c}$ 和歪古村组 $T_{3w}$ )等。

主要构造线方向为北西西向、近南北向,逆冲断层将前新生界不同时代地层叠瓦状依次推覆在第三系地层之上,不少以上三叠统地层为主的飞来峰和飞来峰群分布在侏罗系-第三系地层之上。把整个昌都-兰坪-思茅盆地内,不同的位置和地点所观察到的推覆构造行迹联系起来(张峰根等,1986;覃功炯等,1991;燕守勋等,1994;李光勋,1996;何科昭等,1996;徐启东等,1999;李兴振等,2002),发现在第三纪中晚期,兰坪盆地经历了由东西向对冲到主要由西向东逆冲推覆及有关的走滑构造作用,形成了一系列相关的推覆构造组合和几何结构(图1, 2)。在盆地东侧,从金沙江构造带到盆地中部,发育一系列东倾的逆冲断层,使盆地东侧的地层由老到新,叠瓦状分布。在盆地西侧,从澜沧江构造带到盆地中部,一系列西倾的逆冲断层将 $T_{2,3}$ 、 $J$ 、 $K$ 的地层依次推覆到 $E_1$ 地层之上,这些地层中发育大量轴面西倾的倒转和斜歪紧闭褶皱。而从盆地西部到东部,飞来峰的数量由少到多,规模由小而孤立状到大而成群状。飞来峰的地层在西部主要为侏罗系,在东部主要为上三叠统地层( $T_3s-m$ ),显示这些推覆体是由西向东运动的结果。这些说明兰坪逆冲推覆构造的形成至少存在两个阶段:早阶段在褶皱的基础上,由盆地两侧向盆地内发生逆冲;晚阶段主要由于盆地西侧较强的侧向挤压,造成盆地西部的逆冲断

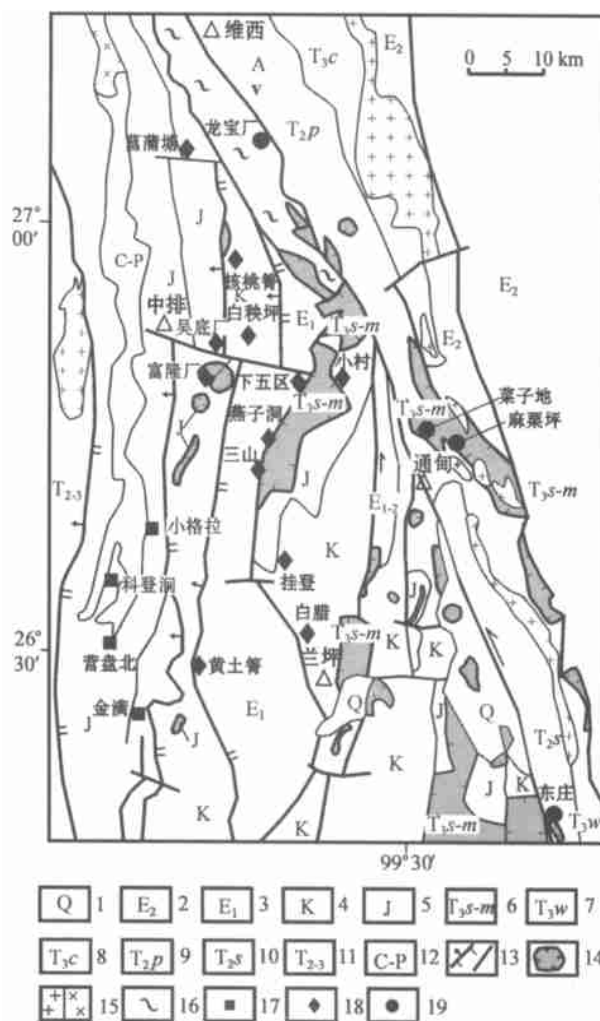


图1 兰坪北部多金属矿化区地质构造及矿床分布简图(以1:20万地质图为基础编制)

- 1—第四系;2—始新统;3—古新统;4—白垩系;5—侏罗系;6—盆地中上三叠统;7、8、9、10—盆地东缘中上三叠统;11—盆地西缘中上三叠统;12—盆地西缘石炭-二叠系;13—逆冲断层和其他断层;14—飞来峰构造;15—侵入体;16—雪龙山变质岩系;17—西南部主要矿床(点);18—中部主要矿床(点);19—东北部(东部)主要矿床(点)

Fig.1 Geological sketch map of northern Lanping area, showing structures and distribution of ore deposits (based on 1:200000 geological maps)

- 1—Quaternary; 2—Eocene; 3—Paleocene; 4—Cretaceous; 5—Jurassic; 6—Middle-Upper Triassic in the basin; 7~10—Middle-Upper Triassic on the eastern margin of the basin; 11—Middle-Upper Triassic on the western margin of the basin; 12—Carboniferous to Permian on the western margin of the basin; 13—Thrust and other faults; 14—Klippe; 15—Intrusion; 16—Metamorphic rocks in Xuelongshan; 17—Deposit and ore spot in the southwest of the area; 18—Deposit and ore spot in the central part of the area; 19—Deposit and ore spot in the northeast of the area

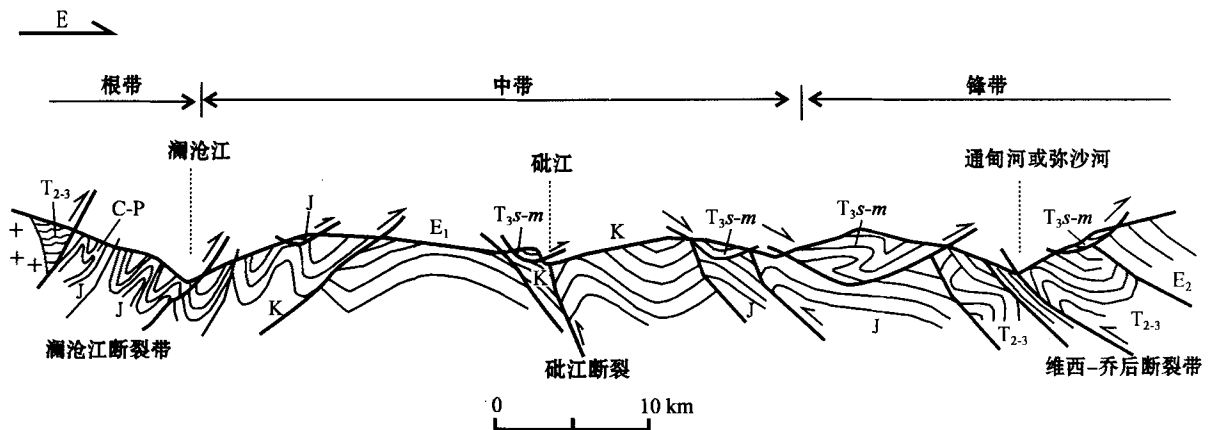


图 2 兰坪盆地逆冲推覆构造概要剖面及其构造分带(图例同图 1)

Fig. 2 Schematic cross section showing the thrust nappe system and zoning in Lanping basin

裂继续向东逆冲,使上三叠统及侏罗系等地层推覆到早阶段发育的构造之上,并显示了根带、中带和锋带的分带性(图 2)。兰坪逆冲推覆构造的这些特征与本区喜马拉雅期构造动力起因于印度板块向东作用于欧亚板块的事实是一致的。

### 1.2 矿化分布与分带

兰坪盆地内发育的多金属矿化主要为浅成热液型(叶庆同等,1992;罗君烈等,1994;阙梅英等,1998)。盆地北部主要是以 Ag-Cu-Pb-Zn 为主的各类矿化(图 1),这些矿化主要产出在逆冲推覆构造中的主干断裂和次级断裂及断裂破碎带中,尤其是在成为推覆体的上三叠统地层( $T_3s-m$ )的断裂系统中。矿体呈大脉状、透镜状及似层状产出,充填结构为主,脉状、网脉状、细脉浸染状、斑点状、角砾状、晶洞状及块状等构造发育,主要矿石矿物包括黝铜矿系列矿物、黄铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉银矿等,主要脉石矿物有方解石、石英、白云石、重晶石等(在部分矿床、矿点可见辰砂),主要的围岩蚀变为硅化、白云石化、重晶石化等。显示它们具有相似的矿化形成环境与机理。

矿化存在一定的分带性。从盆地的西南部→中部→东北部(东部),主要金属元素矿化显示 Cu-Ag(金满、科登洞、小格拉等)→Ag-Pb-Zn-Cu(吴底厂、富隆厂、三山、下区五、白秧坪、挂登等)→Pb-Zn-Ag(菜子地、麻栗坪、东庄等)的变化,主要矿石矿物组合显示黄铜矿-斑铜矿-黝铜矿→黝铜矿-方铅矿-闪锌矿-辉银矿→方铅矿-闪锌矿的变化,矿化部位和围岩从推覆构造下盘  $J_2 h-J_3 b$  的砂页岩、C-P 的板理化碎屑岩和火山碎屑岩→推覆构造下盘  $E_1 y$  和 J 的

色碎屑岩、上盘  $T_3s-m$  的灰岩及砂页岩→推覆构造上盘  $T_3s-m$  的灰岩及砂页岩,与矿化有关的脉体也由石英脉为主变化到以碳酸盐(方解石和白云石)脉为主。这些变化与兰坪逆冲推覆构造晚阶段构造显示的由西到东,根带→中带→锋带的分带性之间存在某种关联性。

## 2 流体包裹体和碳、氧同位素组成

### 2.1 流体包裹体

对兰坪北部与逆冲推覆构造有关的 13 个主要矿床及矿点的矿化石英脉、矿化方解石脉、矿化硅化脉和部分逆冲断裂中无矿化脉体共约 80 余件样品进行了流体包裹体研究。主要工作在中国地质大学(武汉)的流体包裹体实验室完成,使用 Linkam TH600 冷热两用台进行相变温度测定,经温度校正后,测定精度: $< 30\text{ }^\circ\text{C}$  时为  $\pm 0.2\text{ }^\circ\text{C}$ ;  $> 30\text{ }^\circ\text{C}$  时为  $1\sim 5\text{ }^\circ\text{C}$ 。代表性样品的流体包裹体数据综合于表 1 中。

所研究样品中出现的流体包裹体主要为富液两相包裹体以及一定量的单相液体包裹体,仅在黑山矿段的一个样品中见到含  $\text{CO}_2$  三相包裹体,在青松岗逆冲断裂样品中见到含石盐的三相包裹体。富液两相包裹体的直径大都在  $5\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ ,包裹体形状以各种不规则状的近椭圆形、近矩形及负晶形为主,包裹体群呈现无规则三维分布、沿生长带分布及有限的愈合裂隙分布,说明这类包裹体主要属原生和假次生包裹体。根据所测定的部分包裹体初熔温度范围( $t_e = -17.5\sim -23.6\text{ }^\circ\text{C}$ ),确定流体包裹体的成分属于盐-水体系,主要盐类物质是 NaCl 和 KCl,它

表1 兰坪北部铜多金属矿化区代表性样品流体包裹体综合数据  
Table 1 Fluid inclusion data of some representative samples from deposits in northern Lanping area

样号	位置	围岩	野外脉体性质	包裹体类型	$t_e/^\circ\text{C}$	$t_m/^\circ\text{C}$	$t_d/^\circ\text{C}$	$t_h/^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$	$\rho/\text{g}\cdot\text{ml}^{-1}$	分带部位
s01006	麻栗坪矿床	T <sub>3s</sub> 灰岩、T <sub>3s</sub> 流纹岩	矿化 Q-Cc 脉	富液两相		-1.4	168		2.4	0.90	东北部
ss97009	飘雪岩矿点	T <sub>3s</sub> 破碎灰岩	矿化 Q-Cc 脉	富液两相		-1.1	157		1.9	0.91	东北部
s01234	龙宝厂矿点	雪龙山片岩	矿化 Q 脉	富液两相			201				东北部
s01235	龙宝厂矿点	雪龙山片岩	矿化 Q 脉	富液两相	-21.2	-2.4	256		4.0	0.85	东北部
s01022	河西热来地	T <sub>3s</sub> 破碎灰岩	Cc 脉	富液两相			206				东北部
ss97029	河西糖厂公路	E <sub>1y</sub> 砂页岩	后期 Cc 脉	富液两相			108				东北部
s01071	核桃箐矿床	K <sub>1j</sub> 砂页岩	矿化硅化脉	富液两相			283				中部
ss97054	河西青松岗	E <sub>1y</sub> 砂页岩	含方铅矿 Q 脉	富液两相			158				中部
ss97054	河西青松岗	E <sub>1y</sub> 砂页岩	含方铅矿 Q 脉	富液两相		277.8	205		36.4	1.22	中部
ss97057	河西青松岗	E <sub>1y</sub> 砂页岩	不含方铅矿 Q 脉	富液两相			158				中部
ss97012	东冶岩矿段	T <sub>3s</sub> 灰岩	后期 Cc 脉	富液两相			162				中部
ss97037	燕子洞矿段	T <sub>3s</sub> 灰岩	含矿 Cc 脉	富液两相			152				中部
ss97038	燕子洞矿段	T <sub>3s</sub> 灰岩	早期 Cc 脉	富液两相		-1.8	160		3.0	0.93	中部
ss97039	燕子洞矿段	E <sub>1y</sub> 砂页岩	含矿 Cc-Q 脉	富液两相		-2.5	147		4.2	0.95	中部
ss97049	河西飞来峰中部	T <sub>3s</sub> 灰岩	Cc 脉	富液两相		-4.0	229		6.4	0.88	中部
ss97065	白秧坪矿段	含矿硅化碎粉岩	Q 脉	富液两相		-3.3	166				中部
ss97066	白秧坪矿段	含矿硅化碎粉岩	Q 脉	富液两相		-3.2	189		5.3	0.92	中部
s01170	黑山矿段	T <sub>3s</sub> 灰岩	含矿 Q 脉	富液两相		-3.2	157		5.2	0.93	中部
ss97072	富隆厂矿段	K <sub>1j</sub> 砂页岩	含矿 Cc 脉	富液两相	-20.1	-3.8	137		6.1	0.96	中部
ss97076	富隆厂矿段	含矿硅化碎裂岩	Q 脉	富液两相	-22.4~	-23.6	142				中部
ss97078	富隆厂矿段	角砾状矿石	Q 脉	富液两相	-19.8	-3.9	141		6.3	0.97	中部
ss97081	富隆厂矿段	K <sub>1j</sub> 砂页岩	含矿 Cc 脉	富液两相			132				中部
s01188	吴底厂矿段	J <sub>2h</sub> 砂页岩	矿化 Cc 脉	富液两相			174				中部
s01203	高浦塘矿点	J <sub>2h</sub> 砂页岩	矿化 Q 脉	富液两相			182				中部
ss97117	营盘北小格拉	J <sub>2h</sub> 砂页岩	早期 Q 脉	富液两相		-5.4	195		8.3	0.94	西南部
ss97118	营盘北小格拉	T <sub>3s</sub> 灰岩/J <sub>2h</sub> 砂页岩	矿化 Q 脉	富液两相	-22.0	-1.9	137		3.2	0.96	西南部
ss97085	金满矿床	J <sub>2h</sub> 砂页岩	黄铜矿-Q 脉	富液两相	-17.5	-6.5	193		9.9	0.95	西南部
s01133	金满矿床	J <sub>2h</sub> 砂页岩	黄铜矿 Q <sub>2</sub> Do 脉	富液两相		-4.4	165		7.0	0.91	西南部
s01142	科登洞矿床	J <sub>2h</sub> 砂页岩	矿化 Q 脉	富液两相		-6.3	190		9.6	0.97	西南部
s01152	科登洞矿床	J <sub>2h</sub> 砂页岩	矿化 Q 脉	富液两相	-19.3	-6.0	177		9.2	0.96	西南部
s01144	科登洞矿床	J <sub>2h</sub> 砂页岩	矿化 Q 脉	富液两相	-5.7	-5.7	204		8.7	0.92	西南部

注:  $t_e$ : 初熔温度;  $t_m$ : 冰点温度;  $t_d$ : 子矿物熔化温度;  $t_h$ : 完全均一温度。Q: 石英; Cc: 方解石。

们与所在区域脉体中的流体包裹体特征相似,主要为 NaCl-H<sub>2</sub>O 成分体系的流体(徐启东等,2000)。包裹体的充填度在 0.85 ~ 0.95 之间,完全均一到液相,均一温度( $t_h$ ) 峰值范围在 120 ~ 220 °C(图 3),冰点温度在 -1.2 ~ -7.2 °C,盐度  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  2% ~ 11%,相应的流体密度主要为 0.85 ~ 0.97 g/ml。根据对新特提斯阶段兰坪盆地区域流体状态和温压的估算,各类脉体的形成压力在 50 ~ 100 MPa(徐启东

等,2000),相当于 1.8 ~ 3.8 km 的深度,利用 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系的  $t-p-x$  关系计算,则这些流体包裹体的捕获温度在 170 ~ 300 °C 范围内,捕获温度峰值为 230 ~ 260 °C。因此,总的来看,形成这些矿床的成矿流体具有相似的成分和相近的物理化学条件。

单相液体包裹体大都在 5  $\mu\text{m}$  左右,据其降温冷冻时出现气相而识别之,属 NaCl-H<sub>2</sub>O 成分体系。根据薄片局部仍可见到“卡脖子”包裹体,图 3 中富液两相包裹体总体具有较为分散的均一温度范围等标志,可以确定,这类单相液体包裹体主要是富液两相包裹体在被捕获后的再平衡过程中,发生细颈化而形成的,这在浅成热液矿床中经常见到(Bodnar et al., 1985),在研究中应予以剔除。

## 2.2 碳、氧同位素组成

测定了部分矿床、矿点矿化脉体及区域无矿化脉体中方解石样品的碳、氧同位素组成。分析采用 100%磷酸法处理方解石得到 CO<sub>2</sub>,再在 MAT251 型质谱仪上进行碳、氧同位素测定,分析精度小于  $\pm 0.1\%$ 。该项工作由中国地质大学(武汉)测试中心完成。本次分析结果和前人测试的其他矿床及灰岩的碳、氧同位素组成共计 23 组,共同构成了较系统的一套数据(表 2)。

矿化脉体中方解石的  $\delta^{13}\text{C}$  为 -6.6‰ ~ 2.11‰,  $\delta^{18}\text{O}$  为 6.46‰ ~ 17.05‰。区域分布的无矿化方解石脉的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  分别为 -5.12‰ ~ 2.4‰ 和 13.69‰ ~ 20.27‰,中生代灰岩的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  则分别为 -5.46‰ ~ 2.64‰ 和 15.01‰ ~ 22.02‰。从表 2 和图 4 中可以看到的一个显著的特点是,矿化脉体、区域无矿化脉体中的方解石及不同时代的灰岩虽然  $\delta^{18}\text{O}$  值变化较大,但它们的  $\delta^{13}\text{C}$  值却接近,在 0 值附近一个较小的范围内变化( $\delta^{13}\text{C} = -6.6\%$  ~ 2.63%),这与正常海相灰岩的碳同位素组成( $0 \pm 4\%$ )相当(Veizer et al., 1976)。另一方面,对于温度高于 100 °C 的流体体系,在高氧逸度条件下沉淀的方解石,其  $\delta^{13}\text{C}$  接近于流体的全碳  $\delta^{13}\text{C}$  值(Ohmoto, 1972)。而所研究的这些浅成热液矿化形成在地壳浅部近于开放的沉淀空间,大都具备较高的氧逸度条件,方解石的沉淀可能接近这种约束条件。简单类比,矿化脉体、区域无矿化脉体流体的碳同位素组成可能源自盆地中的碳酸盐岩地层。但热液方解石的  $\delta^{13}\text{C}$  值不仅取决于含碳源岩的碳同位素组成,还受控于流体运移和沉淀过程中物理化学条件的变

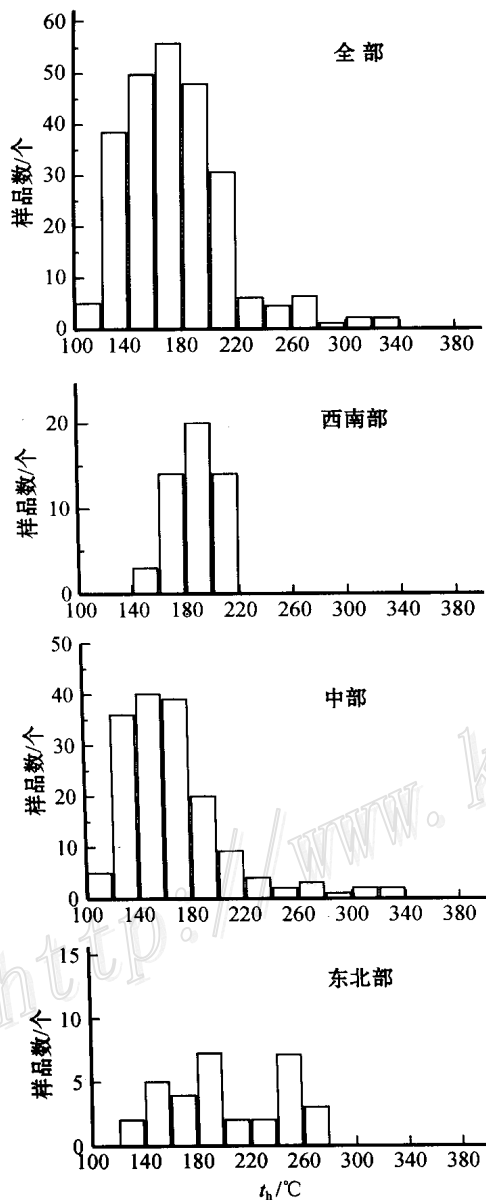


图 3 兰坪北部多金属矿化区矿化脉体富液两相包裹体均一温度直方图

Fig. 3 Histogram showing homogenization temperature of two-phase aqueous inclusions in ore-forming veins from northern Lanping area

表2 兰坪北部铜多金属矿化区碳氧同位素成分

Table 2 Carbon and oxygen isotopic composition of deposits in northern Lanping area

样号	矿物	地点和产状	$\delta^{13}C_{PDB}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{SMOW}/\text{‰}$	数据来源
	方解石	菜子地矿床	-1.7	14.57	罗君烈等,1994
	方解石	菜子地矿床	-0.5	16.43	罗君烈等,1994
	方解石	菜子地矿床	0.2	17.05	罗君烈等,1994
s01006	方解石	麻栗坪矿床含矿 Q-Cc 脉	0.12	12.64	本文
ss97070	方解石	白秧坪矿床含矿晶洞 Cc 脉	-3.80	15.52	本文
ss97039	方解石	燕子洞矿段 14 坑矿化张性 Cc 脉	2.11	6.46	本文
ss97072	方解石	富隆厂矿段矿化晶洞 Cc 脉	-3.87	16.82	本文
s01167	方解石	三山矿段含矿 Cc 脉	-4.60	11.96	本文
s01172	方解石	三山矿段含矿 Cc 脉	-4.86	9.63	本文
s01190	方解石	吴底厂矿床矿化 Cc 脉	-1.90	10.24	本文
s01134	方解石	金满矿床矿化 Q-Cc 脉	-6.6	15.54	本文
	方解石	金满-连城一带矿点	-4.83	14.41	阙梅英等,1998
	方解石	金满-连城一带矿点	-4.83	14.34	阙梅英等,1998
	白云石	金满-连城一带矿点	-4.92	15.28	阙梅英等,1998
	方解石	金满-连城一带矿点	-4.89	15.28	阙梅英等,1998
ss97029	方解石	河西锇厂 E <sub>1</sub> y 泥岩中 Cc 脉	-5.12	20.27	本文
ss97002	方解石	兰坪江尾塘 T <sub>2</sub> 灰岩中的 Cc 脉	0.58	15.25	本文
m97080	方解石	溜筒江剖面 P 火山凝灰岩中 Cc 脉	-0.83	13.69	本文
m97026	方解石	洛沙剖面 P <sub>1</sub> 灰岩中 Cc 脉	2.40	18.72	本文
	全岩	兰坪 T <sub>3</sub> 灰岩	2.63	22.02	叶庆同等,1992
	全岩	兰坪 T <sub>3</sub> 灰岩	1.09	15.01	叶庆同等,1992
	全岩	兰坪 E <sub>1</sub> 灰岩	-5.46	20.82	叶庆同等,1992
	全岩	保山 T <sub>3</sub> 灰岩	0.24	17.82	叶庆同等,1992

Q:石英;Cc:方解石。

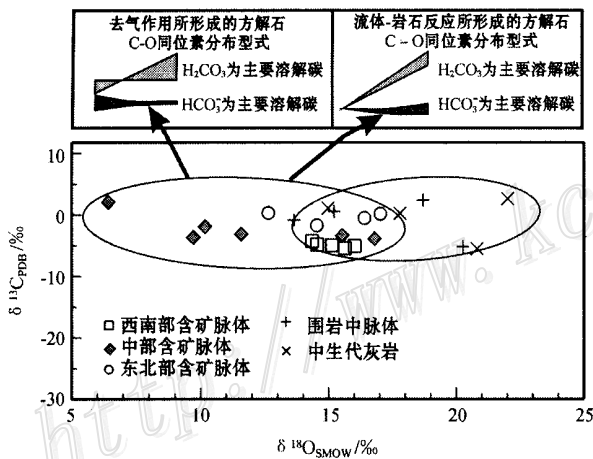


图4 兰坪北部多金属矿化区不同脉体方解石及灰岩的碳氧同位素组成

图中不同类型碳氧同位素分布型式引自郑永飞(2001)

Fig.4  $\delta^{13}C$  versus  $\delta^{18}O$  diagram for calcite veins and limestone in northern Lanping area

化,需要给予限定。

### 3 讨论与认识

#### 3.1 $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ 空间分布型式及对流体性质的限定

控制热液方解石沉淀的地质地球化学过程,主

要包括去气作用、流体的混合作用和流体与围岩之间的相互作用等,利用有关的定量模型已经建立了这些过程在  $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$  空间的分布型式(郑永飞, 2001)。将实测数据与它们进行比较,可以限定沉淀的地质地球化学过程,为流体性质和成矿机理提供判据。在图4中,所研究矿床、矿点热液方解石的碳氧同位素组成在  $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$  图解中呈近水平线展布型式。根据已知的分布型式可以确定,成矿流体中溶解碳主要呈  $[HCO_3]^-$  状态,而溶解碳以  $[HCO_3]^-$  作为主要存在形式,表明其所在流体源自一种浅部循环的地下水(Helgeson, 1969; Zhang et al., 1993)。数据点出现这种分布型式可能有以下两种原因:①  $CO_2$  去气作用(伴随温度下降);② 流体与围岩之间的相互作用(郑永飞, 2001)。流体包裹体研究没有发现指示流体沸腾的流体包裹体组合等判据(Bodnar et al., 1985),仅在局部见到含  $CO_2$  的三相包裹体,说明通过流体沸腾或相分离引起  $CO_2$  去气,方解石等矿物沉淀的机理可能是在局部发挥作用。因此,流体与围岩之间的相互作用应是这些热液方解石等矿物沉淀,造成  $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$  关系近水平线展布的主要原因。在这种情况下,热液方解石的碳同位素组成与沉淀时成矿流体的碳同位素组

成接近是其基本特点,这也就支持了上述对成矿流体碳源的判断。而流体中溶解碳以 $[\text{HCO}_3]^-$ 作为主要存在形式表明,其所在流体源自一种浅部循环的地下水,并非属于深源流体(Helgeson, 1969; Zheng et al., 1993)。这与形成湖南锡矿山浅成热液铋矿床的成矿流体中溶解碳以 $\text{H}_2\text{CO}_3$ 为主,水体属于经过深部循环的大气降水的情况有所不同(彭建堂等, 2001)。

结合上述几个方面的限定可以判断,这些脉体中流体的碳同位素组成可能主要是由于盆地中的海相碳酸盐岩成分溶解进入流体相的结果,流体相则主要为浅部循环的地下水。而盆地中此类矿化的氢氧同位素组成和氮氩同位素组成证明成矿流体属于循环的大气降水(叶庆同等, 1992; 徐启东等, 2000; 胡瑞忠等, 1998), 铅同位素组成证明成矿物质主要源自盆地中的各类沉积岩系<sup>①</sup>(张乾等, 2002), 也与上述对流体中可能的水源、碳源的判断相协调。

### 3.2 成矿流体盐度-温度关系的区域变化趋势和意义

上述的流体包裹体和稳定同位素资料及矿体的产状、矿物共生组合等特征表明,形成这些矿床的成矿流体具有相似的成分体系及相近的沉淀机制与条件。进一步对盆地中具有不同矿化特征的西南部、中部、东北部的流体包裹体数据进行整理,笔者发现,这3个带成矿流体的盐度-温度关系存在区域性的变化:由西向东(西南部→中部→东北部),盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 明显由高到低变化(10%→5%→1%),均一温度也存在由高到低的变化趋势(图5)。这恰与主要矿化金属元素所显示的Cu-Ag→Ag-Pb-Zn-Cu→Pb-Zn-Ag等的矿化分带性变化存在空间关系,大致分别对应于逆冲推覆构造的根带→中带→锋带的构造部位。这说明兰坪北部逆冲推覆构造断裂系统中,成矿流体的流动性对区域矿化分布有着明显的影响。

从图5中还可看到,盐度-温度相关关系基本限定在流体密度0.88~1.00 g/ml之间,而这些数据点沿着同一条等容线分布,实际上意味着3个带存在的均一温度差异基本上代表了捕获温度的差异( $\Delta t$ 约为60℃)。也就是说,在不同矿化带中,由于压力差异而引起的捕获温度与均一温度之间的差异可以忽略不计。因此,矿化形成时的深度是不大的(Bodnar et al., 1985)。另一方面,考虑到每个带的盐度

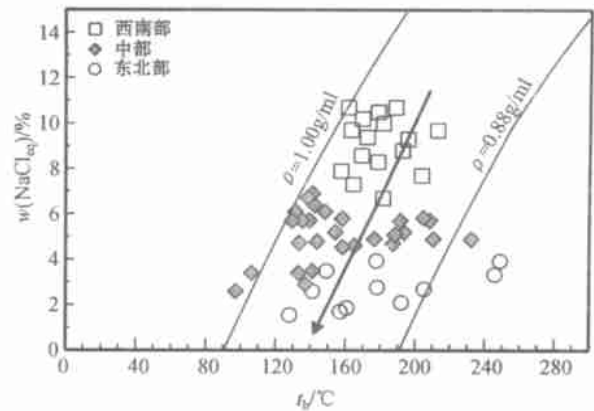


图5 兰坪北部多金属矿化区矿化脉体中富液两相包裹体盐度与均一温度的关系

图中密度( $\rho$ )等值线据 Gleeson et al., 2000

Fig. 5 Salinity versus homogenization temperature plot of two-phase aqueous inclusions in ore-forming veins from northern Lanping area

范围清晰,各带之间又平滑过渡,则说明流体的主要成分均匀,具有单一来源(Gleeson et al., 2000)。较宽的均一温度范围(这在图3的中部和东北部包裹体的均一温度直方图中也很明显)可能与流体包裹体遭受过捕获后的细颈化有关,这与前述见到的许多单相液相包裹体成因含义是一致的。

在许多与盆-山转换过程有关的逆冲推覆构造系统中,来自根带沉积岩石和变质岩石中的建造水(地层水)和变质水由于构造驱动及压实而被排出,沿主要的断裂系统运移,并与下渗的大气降水不断混合,可以造成成矿流体从根带至前锋带出现不同的流体状态和成分的变化(Oliver, 1986; Savard et al., 1998; Ghisetti et al., 2000)。这种情况下,矿化与逆冲推覆构造的发育是同时或连续的。而在本例中,成矿流体中的水体主要来自浅部的地下水(大气降水),且没有明显的流体混合的宏观和微观的地质-地球化学依据。因此,来自逆冲推覆构造深部的建造水或变质水,在从根带经中带向前锋带流动过程中,大气降水不断混入其中,所形成的流体包裹体,其盐度-温度关系不能采用。

另一种可能的机制是重力驱动流动。在这种情况下,大气降水在不同的部位沿各种原生和次生裂隙由地表向下渗透,再在逆冲推覆构造的主断裂带汇流,沿主断裂带的断层和裂隙流动、沉淀(Sverjén-

① 莫宜学等, 2000. 三江地区中段铜、金区域成矿的岩石-地球化学研究(国土资源部95-02-001-02课题报告)。

sky et al., 1992; Garven et al., 1993; Goldhaber et al., 1995)。沿地势较高的逆冲推覆构造根带下渗的大气降水数量大、下渗深度大,是成矿流体中水体的主要来源(补给带)。由于范围较大及相对充分的流体-围岩相互作用,在根带所形成的成矿流体盐度、温度较高;在中带和锋带,大气降水下渗深度越来越浅,流体-围岩相互作用程度不断减小,使得进入主断裂带的这部分水体温度不断降低、盐度不断减小。随着成矿流体沿主断裂带从西向东流动、从深部向浅部运移,沿逆冲推覆构造中带和锋带上盘断裂汇聚进入主断裂带中的水体,不断稀释来自根带的成矿流体,最终造成成矿流体的盐度减小、温度降低。本文的数据和分析结果提供的地质-地球化学限制更接近于这种流动模式。由此可见,沿逆冲推覆构造从根带到锋带出现的 Cu-Ag → Ag-Pb-Zn-Cu → Pb-Zn-Ag 元素分带是受到区域成矿流体中盐度和温度等成分和物理化学条件的控制,这可能与这些元素由于成矿流体成分和物化条件变化引起其迁移的络合物形式发生转化有关(Krupp et al., 1990; Hemley et al., 1992)。

### 3.3 不同构造部位成矿流体流动性质与矿化的关系

成矿流体在逆冲推覆构造断裂系统中的流动与沉淀与流体通道性质密切相关。从已知矿床、矿化点和可观察到的逆冲推覆构造断裂中石英、方解石、白云石及重晶石等脉体的充填-交代构造来看,流体主要沿着主断层及其两侧的次级断裂流动和沉淀。而流体能否在断裂通道中远距离迁移和汇聚是研究区是否出现多金属矿化和矿化规模大小的决定因素之一。野外观察和室内薄片鉴定显示,兰坪逆冲推覆构造断裂系统的连通性在不同的部位存在差异,这是因为不同部位的断裂带所受到的应变状态、岩性差异、破碎程度等都会影响到流体流动作用的范围和程度。例如在河西-雪门坎大型飞来峰构造中,其东界华昌山断裂及飞来峰底部(钻孔揭露)直至东界逆冲断层面和断层面附近,破碎岩系内普遍发育不同规模的碳酸盐-石英脉体和围岩蚀变,流体流动的露头 and 显微迹象明显。而在高坪 T<sub>3</sub>S-m 飞来峰构造中,沿公路从上高坪到福登的一系列采石场中的逆冲推覆构造的主断层中,很少见到各种连续和一定规模的脉体和网脉体,薄片中构造角砾岩和碎粒岩的胶结物是与角砾成分相当的碎粉和碳质及铁质物,没有显示流体流动的痕迹。

从地球化学示踪的角度来看,流体通道的连通

性体现在断裂中的各种脉体与围岩之间处于何种流体-岩石相互作用状态。脉体的氧同位素组成可以较好地辨别流体与围岩之间的作用发生在封闭还是开放体系中。从表 2 和图 4 中可以看到,区域围岩中无矿化脉体(逆冲推覆构造断裂之外,分布于地层裂隙、破碎带中的脉体)方解石和不同时代的灰岩之间具有一致的碳氧同位素组成范围,证明形成这些无矿化脉体的流体成分主要受到了围岩成分的缓冲,流体通量小或流体主要来自沉淀裂隙周边近距离的范围内(压溶作用),低水-岩比的流体-岩石相互作用,造成脉体的氧同位素组成接近于岩石的氧同位素组成,因此,该区主要处于封闭体系状态(Gray et al., 1991; Evans et al., 1999; Muchez et al., 2000)。图 4 还显示,受逆冲推覆构造断裂控制的矿化脉体方解石的  $\delta^{18}\text{O}$  明显低于灰岩围岩和区域无矿化脉体方解石的  $\delta^{18}\text{O}$ ,西南部(根带)、中部(中带)、东北部(锋带)的  $\delta^{18}\text{O}$  的范围也有所不同。其中根带和锋带的  $\delta^{18}\text{O}$  值,在 13‰~17‰之间,落在了灰岩和区域无矿脉体值的低值端;中带的  $\delta^{18}\text{O}$  值在 6‰~17‰之间,较根带和锋带的  $\delta^{18}\text{O}$  值更低,具更大的变化范围。引起脉体  $\delta^{18}\text{O}$  值变化的原因有二:① 流体-岩石相互作用过程中伴随温度的变化;② 流体-岩石相互作用过程是在不同的封闭-开放体系状态下发生的。如前所述,脉体捕获温度在 170~300℃,以其作为流体-岩石相互作用的主要温度范围,选择大气降水的  $\delta^{18}\text{O}$  和灰岩的  $\delta^{18}\text{O}$  平均值作为初始值,根据水-岩相互作用的平衡方程计算,130℃的温差能够造成的  $\delta^{18}\text{O}$  值变化约为 6‰,达不到中带 11‰的变化范围,又较根带和锋带的  $\delta^{18}\text{O}$  值 4‰要大。这又与前述从根带到锋带形成温度的温差只有约 60℃不相符。因而不能完全用温度的变化来解释不同地带矿化脉体中氧同位素组成的变化。从流体-岩石相互作用所处的封闭-开放体系状态来分析,脉体氧同位素组成相对于围岩(研究区矿化围岩主要为灰岩),氧同位素组成偏离越大,则流体沉淀时封闭程度越低(Gray et al., 1991; Chamberlain et al., 1995)。因此,区域无矿化脉体若处于封闭状态,则中带矿化脉体就是处在开放状态沉淀的,而根带和锋带矿化脉体沉淀时应是属于半开放状态。

实际上,矿化脉体方解石的氧同位素组成应是方解石沉淀发生时温度变化和体系封闭程度共同作用的结果。从已有的数据来看,矿化脉体的氧同位素组成都落在了图 4 中区域灰岩和无矿化脉体氧同



位素组成的低值一端,指示矿化脉体沉淀温度高于区域无矿化脉体。在不同部位的矿化脉体中,中带的矿化脉体沉淀时具有最大的开放体系状态,这就意味着,在这一区域构造部位,成矿流体流动通畅,可以使大量的成矿流体汇聚和沉淀,因而具有形成大规模矿化的潜力。的确,目前已发现的白秧坪、下区五、吴底厂等大型矿床都分布在这一部位。相对而言,在成矿流体沉淀时开放体系状态不高的根带和锋带中,已知矿床以中、小型为主。因此,在兰坪北部地区,逆冲推覆构造断裂系统不同部位流体流动性质的差异,应是研究区域成矿规律和成矿模式需要重视的因素。

#### 4 结 论

在新特提斯阶段,兰坪北部具有工业意义的多金属矿化主要是成矿流体沿逆冲推覆构造的断裂系统活化、侧向迁移,各种围岩中的有用组分在合适的部位沉淀的结果。沿着逆冲推覆构造,从根带到锋带存在一个区域性由西向东的成矿流体,其流动过程造成区内重要的浅成热液成矿事件的发生。成矿流体的水体主要源自浅部的地下水系统,重力驱动流动可能是主要的流动模式。成矿流体的成分主要属于  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  成分体系,在  $170 \sim 300\text{ }^\circ\text{C}$  温度范围内与围岩发生相互作用而产生沉淀。矿化在主要矿化元素和矿物共生组合等方面存在的分带性,与成矿流体在逆冲推覆构造的断裂系统中主要成分和形成条件的规律性变化(如盐度、形成温度和大气降水下渗深度等)密切相关,兰坪北部逆冲推覆构造中带流体通畅地流动和沉淀时处于相对开放状态有利于该区形成较大规模的浅成热液多金属矿化。

在断裂系统中流体的流动变化很大,涉及流体与围岩之间相互作用的强度和类型、渗透进入断裂带的流体数量、断裂系统使流体运移渠道化(channelization)的能力、流体的成因和运移路径以及控制渗透率变化的条件等因素(McCaig, 1997; Mantaschal et al., 2000),本文的讨论仅涉及其中的部分因素,但本区逆冲推覆构造、流体流动和多金属矿化之间的配置关系已经显现出来,值得从其他方面进一步开展研究。

**致 谢** 本项目的研究是国土资源部 95-02-001-02 课题工作的进一步延续。野外工作得到云南

地勘局和云南地质三队杨伟光、杨爱平和赵维军等同志的大力支持,在此一并致谢。

#### References

- Bethke C M. 1986. Hydrologic constraints on the genesis of the upper Mississippi valley mineral district from Illinois basin brines [ J ]. *Econ. Geol.*, 81: 233 ~ 249.
- Bodnar R J, Reynolds T J and Kuehn C A. 1985. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. In: Berger BR, Bethke PN, eds. *Geology and geochemistry of epithermal system* [ J ]. *Rev. Econ. Geol.*, 2: 73 ~ 97.
- Cartwright I and Buick I S. 1999. The flow of surface-derived fluids through Alice Springs age middle-crustal ductile shear zones, Reynolds Range, central Australia [ J ]. *J. Metamorphic Geol.*, 17: 397 ~ 414.
- Chamberlain C P, Zeitler P K, Barnett D E, et al. 1995. Active hydrothermal systems during the recent uplift of Nanga Parbat, Pakistan Himalaya [ J ]. *J. Geophys. Res.*, 100: 439 ~ 495.
- Clendenin C W, Niewendorp C A, Duane M J, et al. 1994. The paleo-hydrology of Southeast Missouri MVT deposits: interplay of fault, fluids, and adjoining lithologies [ J ]. *Econ. Geol.*, 89: 322 ~ 332.
- Evans M A and Battles D A. 1999. Fluid inclusion and stable isotope analyses of veins from the central Appalachian Valley and Ridge province: Implications for regional synorogenic hydrologic structure and fluid migration [ J ]. *GSA Bulletin*, 111: 1841 ~ 1860.
- Garven G, Ge S, Person M A, et al. 1993. Genesis of stratabound ore deposits in the Midcontinent basins of North America. 1. The role of regional groundwater flow [ J ]. *Am. J. Sci.*, 293: 497 ~ 568.
- Ghisetti F, Kirschner D and Vezzani L. 2000. Tectonic controls on large-scale fluid circulation in the Apennines (Italy) [ J ]. *J. Geochem. Explor.*, 69 ~ 70: 533 ~ 537.
- Gleeson S A, Yardley B W D, Boyce A J, et al. 2000. From basin to basement: the movement of surface fluids into the crust [ J ]. *J. Geochem. Explor.*, 69 ~ 70: 527 ~ 531.
- Goldhaber M B, Church S E, Doe B R, et al. 1995. Lead and sulfur isotope investigation of Paleozoic sedimentary rocks from the southern midcontinent of the United States: implications for paleohydrology and ore genesis of the southeast Missouri lead belts [ J ]. *Econ. Geol.*, 90: 1875 ~ 1910.
- Gray D R, Gregory R T and Durney D W. 1991. Rock-buffered fluid-rock interaction in deformed quartz-rich turbidite sequences, eastern Australia [ J ]. *J. Geophys. Res.*, 96: 19681 ~ 19704.
- Hayba D O. 1997. Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan mountains, Colorado, part V: epithermal mineralization from fluid mixing in the OH vein [ J ]. *Econ. Geol.*, 92: 29 ~ 44.
- He K Z, Zhao C H, He H S, et al. 1996. Intracontinental rift and orogeny in western Yunnan [ M ]. Wuhan: China University of Geosciences Press. 52 ~ 85 (in Chinese with English summary).
- Helgeson H C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at ele-

- vated temperature and pressure[ J ]. *Amer. J. Sci.*, 267: 729 ~ 804.
- Henley R W. 1985. The geothermal framework for epithermal deposits. In: Berger B R, Bethke P N, eds. *Geology and geochemistry of epithermal systems*[ J ]. *Rev. Econ. Geol.*, 2: 1 ~ 24.
- Hemley J I and Hunt J P. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: 2 some general geological applications[ J ]. *Econ. Geol.*, 87: 23 ~ 43.
- Hu R Z, Zhong H, Ye Z J, et al. 1998. Helium, Argon isotopic geochemistry in Jinding giant Pb-Zn deposit, western Yunnan[ J ]. *Sciences in China (D)*, 28: 208 ~ 213 (in Chinese).
- Krupp R E, Seward T M. 1990. Transport and deposition of metals in the Rotokawa geothermal system, New Zealand[ J ]. *Mineralium Deposita*, 25: 73 ~ 81.
- Li G X. 1994. A preliminary study of some thrust-nappe structures in Lanping basin[ J ]. *Yunnan Geol.*, 13: 203 ~ 215 (in Chinese with English abstract).
- Li X Z, Liu W J, Wang Y Z, et al. 1999. The tectonic evolution and metallogenesis in the Tethys of the Sanjiang area, Southwestern China[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 122 ~ 167 (in Chinese with English summary).
- Li X Z, Jiang X S, Sun Z M, et al. 2002. The collisional orogenic processes of the Nujiang-Lanchangjiang-Jinshajiang area, southwestern China[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 90 ~ 200 (in Chinese with English summary).
- Liu Z Q, Li X Z, Ye Q T, et al. 1993. Division of tectono-magmatic zones and the distribution of deposits in the Sanjiang area[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 6 ~ 74 (in Chinese with English summary).
- Luo J L, Yang Y H, Zhao Z, et al. 1994. Evolution of the Tethys in western Yunnan and mineralization for main metal deposits[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 141 ~ 231 (in Chinese with English summary).
- Manatschal G, Mrquer D and Fruh-Green G L. 2000. Channelized fluid flow and mass transfer along a rift-related detachment fault (Eastern Alps, southeast Switzerland) [ J ]. *GSA Bulletin*, 112: 21 ~ 33.
- McCaig A M. 1997. The geochemistry of volatile fluid flow in shear zone. In: Holness M B, ed. *Deformation-enhanced fluid transport in the earth's crust and mantle*[ M ]. London: Chapman and Hall. 227 ~ 266.
- Muchez P, Sintubin M and Swennen R. 2000. Origin and migration pattern of palaeofluids during orogeny: discussion on the Variscides of Belgium and northern France[ J ]. *J. Geochem. Explor.*, 69/70: 47 ~ 51.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of Sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[ J ]. *Econ. Geol.*, 67: 551 ~ 579.
- Oliver J. 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role hydrocarbon migration and other geologic phenomena[ J ]. *Geology*, 14: 99 ~ 102.
- Peng J T and Hu R Z. 2001. Carbon and oxygen isotope systematics in the Xikuangshan giant antimony deposit, central Hunan[ J ]. *Geol. Rev.*, 47(1): 34 ~ 41 (in Chinese with English abstract).
- Plumles G S. 1994. Fluid chemistry evolution and mineral deposition in the main-stage Creade epithermal system[ J ]. *Econ. Geol.*, 89: 1860 ~ 1882.
- Qin G J and Zhu S Q. 1991. Genetic model and prospecting prediction of Jinding Pb-Zn ore deposit[ J ]. *Yunnan Geol.*, 10: 145 ~ 190 (in Chinese with English abstract).
- Que M Y, Cheng D M, Zhang L S, et al. 1998. Copper deposits in Lanping and Simao basins[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 37 ~ 70 (in Chinese with English summary).
- Savard M M and Kontak D. 1998.  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  covariations in ore-stage calcites at and around the Gays river Zn-Pb deposit (Nova Scotia, Canada)—evidence for fluid mixing[ J ]. *Econ. Geol.*, 93: 818 ~ 833.
- Sverjensky D A and Garven G. 1992. Tracing great fluid migration[ J ]. *Nature*, 356: 481 ~ 482.
- Veizer J and Hoefs J. 1976. The nature of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  secular trends in sedimentary carbonate rocks[ J ]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1387 ~ 1395.
- Xu Q D and Xia L. 1999. Pb isotopic compositions of two types of paleocontinents in Sanjiang region: 1. Carbonate rocks[ J ]. *Earth Science J. China Univ. Geosci.*, 24: 274 ~ 277 (in Chinese with English abstract).
- Xu Q D and Xu X X. 2000. Regional fluid characters and regimes of "Sanjiang" middle belt during Neo-Tethys[ J ]. *Acta Petrol. Sinica*, 16: 639 ~ 648 (in Chinese with English abstract).
- Yan S X, Li C Y and Zhou C X. 1994. A preliminary study on the genesis of the dome structure in the Jinding Pb-Zn deposit with a discussion on some related problems[ J ]. *Mineral Deposits*, 13(2): 148 ~ 154 (in Chinese with English abstract).
- Ye Q T, Hu Y Z and Yang Y Q, et al. 1992. Regional geochemical background and gold, silver and Lead-zinc mineralization in the Nujiang-Lancangjiang-Jinshajiang area [ M ]. Beijing: Geol. Publ. House. 140 ~ 246 (in Chinese with English summary).
- Zhang F G and Jiang H C. 1986. Tertiary nappes on Nujiang, Lanchangjiang and Jinshajiang district[ J ]. *Bull. Nanjiang Inst. Geol.*, Supple 1: 102 ~ 108 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Shao S X and Liu J J. 2002. Lead isotopic composition and lead source of polymetallic deposits in the large ore assembly district in the Lanping basin[ J ]. *Acta Mineral Sinica*, 22: 147 ~ 154 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F and Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites: theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany [ J ]. *Mineralium Deposita*, 28(1): 79 ~ 89.
- Zheng Y F. 2001. Theoretical modeling of stable isotope systems and its applications to geochemistry of hydrothermal ore deposits [ J ]. *Mineral Deposits*, 20(1): 57 ~ 70 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 何科昭, 赵崇贺, 何浩生, 等. 1996. 滇西陆内裂谷与造山作用[ M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 52 ~ 82.
- 胡瑞忠, 钟 宏, 叶造军, 等. 1998. 金顶超大型铅-锌矿床氦、氩同位素地球化学[ J]. 中国科学( D ), 28: 208 ~ 213.
- 李光勋. 1994. 兰坪盆地某些逆冲推覆构造研究[ J]. 云南地质, 13: 203 ~ 215.
- 李兴振, 刘文均, 王义昭, 等. 1999. 西南三江地区特提斯构造演化与成矿[ M]. 北京: 地质出版社. 133 ~ 190.
- 李兴振, 江新胜, 孙志明, 等. 2002. 西南三江地区碰撞造山过程[ M]. 北京: 地质出版社. 90 ~ 200.
- 刘增乾, 李兴振, 叶庆同, 等. 1993. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[ M]. 北京: 地质出版社. 75 ~ 117.
- 罗君烈, 扬友华, 赵 准, 等. 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. 141 ~ 231.
- 彭建堂, 胡瑞忠. 2001. 湘中锡矿山超大型锑矿床的碳氧同位素体系[ J]. 地质论评, 47(1): 34 ~ 41.
- 覃功炯, 朱上庆. 1991. 金顶铅锌矿床成因模式及找矿预测[ J]. 云南地质, 10: 145 ~ 190.
- 阙梅英, 程敦模, 张立生, 等. 1998. 兰坪-思茅盆地铜矿床[ M]. 北京: 地质出版社. 71 ~ 91.
- 徐启东, 夏 林. 1999. 三江地区两类古陆成分的铅同位素组成: 1. 碳酸盐岩类[ J]. 地球科学, 24: 274 ~ 277.
- 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: 639 ~ 648.
- 燕守勋, 李朝阳, 周朝宪, 等. 1994. 金顶铅锌矿穹隆构造成因及其相关问题探讨[ J]. 矿床地质, 13(2): 148 ~ 154.
- 叶庆同, 胡云中, 杨岳清, 等. 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. 140 ~ 246.
- 张峰根, 蒋鸿才. 1986. 怒江澜沧江金沙江地区第三纪推覆构造[ J]. 地科院南京地矿所所刊, 增刊 1 号: 102 ~ 108.
- 张 乾, 邵树勋, 刘家军, 等. 2002. 兰坪盆地大型矿集区多金属矿床的铅同位素组成及铅的来源[ J]. 矿物学报, 22: 147 ~ 154.
- 郑永飞. 2001. 稳定同位素体系理论模式及其矿床地球化学应用[ J]. 矿床地质, 20(1): 57 ~ 70.

## Migration of Ore-forming Fluids and Its Relation to Zoning of Mineralization in Northern Lanping Cu-poly-metallic Metallogenic Area, Yunnan Province: Evidence from Fluid Inclusions and Stable Isotopes

Xu Qidong and Li Jianwei

( Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

### Abstract

Controlled by the thrust-nappe structures, a series of epithermal Cu-Ag-Pb-Zn mineralizations occur in northern Lanping basin, western Yunnan, thus forming a large number of polymetallic deposits, such as Baiyangping, Fulongchang, Wudichang, Maliping, Jinman and Kedengjian, with the existence of mineralization zoning in the region. The fluid inclusion and C-O isotope data from 13 ore veins were used to study the relationship between the ore-forming fluids and the zoning of mineralizations. It is shown that 2-phase liquid-rich aqueous inclusions and single-phase liquid aqueous inclusions are most commonly seen, together with a few 3-phase solid-bearing aqueous inclusions and 3-phase CO<sub>2</sub>-aqueous inclusions. The 2-phase liquid-rich aqueous inclusions belong to the NaCl-H<sub>2</sub>O system, with salinity, trapping temperature and formation depth of 2-11 eq. wt % NaCl, 170 ~ 300 °C and 1.8 ~ 3.8 km, respectively. Therefore, there existed similar fluid characteristics and precipitation mechanism in these mineralizations. The δ<sup>13</sup>C and δ<sup>18</sup>O values of hydrothermal calcites fall within the ranges of -6.6‰ ~ 2.11‰ PDB and 6.46‰ ~ 17.05‰ SMOW, respectively. Nearly horizontal correlation array of C-O isotopes from hydrothermal calcites implies that the fluids came from the underground water system in the shallow part and that [HCO<sub>3</sub>]<sup>-</sup> was the dominant form of dissolved carbon in the fluids. From the west to the east of the basin the salinity and homogenization temperature of fluid inclusions gradually decrease, which is in consistent with the zoning of the mineralizations and the thrust-nappe structures (root zone → median zone → frontal zone), suggesting that the gravity-driven fluid migration might have acted as the major fluid flow model in this area. The continuous flow of fluids and the close-open degree in the interaction between

the fluids and the wall rocks along the fault system are associated with the intensity and scale of the poly metallic mineralizations. The continuous flow and the good open state are favourable to the large-scale mineralization in the median zone of Lanping thrust-nappe structures.

**Key words:** geochemistry, fluid flow, zoning of mineralization, thrust-nappe structure, fluid inclusion, stable isotope, Lanping

## “区域矿产资源综合信息评价系统(MRAS)培训班”获得圆满成功

由中国地质调查局主办、中国地质科学院矿产资源研究所承办,以中国地质科学院矿产资源研究所承担的地质调查综合研究项目“中国成矿体系与区域成矿评价”为依托,于2003年10月23~28日在北京国土资源部十三陵培训中心召开的“区域矿产资源综合信息评价系统(MRAS)培训班”,获得圆满成功。

区域矿产资源综合信息评价系统是由中国地质调查局组织立项,经中国地质科学院矿产资源研究所和中国地质调查局发展研究中心专家们的多年努力,在国产GIS平台上自行设计、自主开发的。经部分地调院和科研院所的试用,已取得很好的效果。该系统以建立在GIS平台上的地质、物探、化探、遥感、矿产等多元地学空间数据库为基础,应用美国地调局广泛使用的MARK3系统和神经网络模型,进行信息深加工,提取能够指示和识别某种矿床存在和赋存规模的有用信息,进而达到快速、高效进行区域矿产资源综合评价和指导找矿的目的。该系统的成功开发,为区域矿产资源综合评价和矿产勘查提供了新的思路和方法,对提高我国矿产资源评价的研究水平、准确性和可靠性,指导区域找矿具有重要的应用价值。

参加这次培训班的学员来自黑龙江、吉林、辽宁、内蒙古、云南、西藏等21个省区的地调院,成都、西安、天津、沈阳地矿所,航遥中心、国家测试中心、吉林大学、建材地勘中心北京总队、西北有色地堪局地勘院、有色北京遥感中心、有色地调中心、中化地质矿山总局地质研究院、中联煤成气有限责任公司等34个单位。

培训班特别邀请了陈毓川院士、叶天竺研究员、李裕伟研究员、王世称教授等国内知名矿产预测评价专家,分别讲授了矿床成矿系列理论、矿产资源评价方法指南、潜在矿产资源评价方法指南、综合信息矿产资源评价方法等。MRAS系统编制和开发人员讲述了综合信息评价原理、MRAS系统框架及原理、区域地质信息提取、区域化探信息提取、区域重磁信息提取、数据综合预处理、非线性评价方法、神经网络评价方法、证据权重评价方法、数字矿床评价模型等内容,并向各单位赠送了矿产资源综合信息评价系统软件38套。

(矿产资源研究所 肖克炎 张晓华)