

文章编号:0258-7106(2004)04-0473-11

## 南秦岭十里坪锑矿床成矿时代及成因的初步研究\*

谢才富<sup>1</sup> 熊成云<sup>1</sup> 胡宁<sup>1</sup> 李六权<sup>2</sup> 常海亮<sup>1</sup> 李劲松<sup>1</sup> 管魁敏<sup>2</sup>

(1 宜昌地质矿产研究所,湖北宜昌 443003; 2 陕西第十三地质队,陕西商州 710000)

**摘要** 十里坪锑矿床受赵川陆缘隆-滑构造的主滑脱拆离带的控制。矿体呈脉状赋存于脆性主滑脱带上部的脆性次级断层-节理中,矿石类型主要为萤石石英辉锑矿型。围岩为太古宙-元古宙变质岩系,围岩蚀变弱。成矿流体属  $H_2O-CO_2-NaCl$  体系,流体包裹体盐度  $w(NaCl_{eq})$  为 3.6%~11.3%,均一温度为 109~232℃,形成压力大致为  $800 \times 10^5 Pa$ 。硫、铅同位素研究表明,矿质主要来源于变火山岩围岩;氢、氧同位素显示,成矿流体以大气降水为主,初步将该矿床定为变质岩源就地式大气降水热液矿床。矿石中萤石 Sm-Nd 等时线年龄为  $(392 \pm 24) Ma$ ,与南秦岭北部晚古生代拗陷区热水喷流-沉积成矿时代相一致,它们都形成于秦岭微板块泥盆纪非造山裂解阶段。

**关键词** 地球化学 锑矿床 流体包裹体 同位素 隆-滑构造 大气降水热液 十里坪 南秦岭

**中图分类号**: P618.66

**文献标识码**: A

晚古生代时期,由于勉略洋的打开(裂谷和初始洋盆形成),原属于扬子板块北缘的南秦岭被动陆缘分离出来形成了秦岭微板块,包括南秦岭北部的裂陷带及南秦岭南部的隆起区(张国伟等,1996)。前者即通常所称的南秦岭晚古生代拗陷盆地,在其中已发现了大量的金、银、汞、锑、铅、锌、铜矿床,其中的铅锌(铜、银)矿床被认为主要形成于泥盆纪,是在盆地裂陷阶段沿一些同生断裂发生海底热水喷流-沉积成矿作用而形成的(张复新等,1988;祁思敬等,1997;陈毓川等,1998;汪东波等,2001);金矿床及汞、锑矿床则被认为形成于印支期-燕山期陆陆碰撞-后碰撞造山阶段,属后生热液矿床(陈毓川等,1998;汪东波等,2001;邵世才等,2001),或被认为属层控型的沉积-改造型矿床(祁思敬等,1997;张复新等,1998;彭大明,2000)。而在南部隆起(剥蚀)区,已发现的矿床数量则相对较少,研究程度也较低。最近,陕西地矿局在该隆起区发现并勘查出已达中型规模的十里坪锑矿床。该矿床的矿石类型、赋矿围岩与上述拗陷区的汞、锑矿床明显不同。本文对该矿床的控矿构造、矿床地质地球化学特征(包括流体包裹体及硫、铅、氢、氧同位素)及成矿时代等方面进行了研究,并探讨了该矿床的成因。

## 1 控矿构造:赵川隆-滑构造及其主滑脱拆离带

十里坪锑矿床位于陕西商南县十里坪乡古楼沟-大明洞一带,东经  $110^{\circ}35'45'' \sim 100^{\circ}38'20''$ ,北纬  $33^{\circ}12'55'' \sim 33^{\circ}16'25''$ ,处于秦岭微板块南部武当-赵川晚古生代隆-滑构造系统的北缘(熊成云等,2003),即赵川隆-滑构造的主滑脱拆离带的部位,与著名的山柞旬晚古生代拗陷盆地相邻(图1)。

赵川隆-滑构造的平面形态呈眼球形,长轴 NWW-SEE 向,具三层结构,即内核、外壳、接合面(熊成云等,2003)。内核有多个,由太古宙转路沟杂岩、中元古代武当山(岩)群、新元古代耀岭河(岩)组等变质(杂)岩系组成。转路沟杂岩主要由(石榴石)黑云斜长片麻岩夹变粒岩、石英岩、石墨大理岩及少量片麻状花岗岩组成,片麻岩的 Sm-Nd 等时线年龄为  $(3112 \pm 157) Ma$ (张维吉等,1999);武当山(岩)群主要由变酸性火山岩(绢云钠长石英片岩)组成;耀岭河(岩)组主要为变基性火山岩(绿帘阳起钠长片岩)。外壳由震旦系-奥陶系碳酸盐岩夹少量碎屑岩组成,环绕内核展布。内核与外壳之间为脆-韧性主滑脱拆离带(如  $F_2$ :焦家院-西沟-苏家院-赵家坡断

\* 本文得到原地矿部资源与环境科技攻关项目(95-02-006)资助

第一作者简介 谢才富,男,1965年生,研究员,从事花岗岩地质及矿产研究工作。

收稿日期 2003-07-03;改回日期 2004-04-23。张绮玲编辑。

裂、F<sub>3</sub>:十里坪-范家山断裂、F<sub>4</sub>:关帝庙-黄龙台断裂),滑脱拆离带露头上呈封闭的环带状,外倾,由下部的糜棱岩带和上部的碎裂角砾岩带及次级断层-节理带构成(图2),糜棱岩带一般宽100~500m,局部可达1500m;碎裂角砾岩带宽数十米至上百米;次级断层-节理带介于两者之间,宽几百米。滑脱带中发育放射状线理,各种指向构造显示上盘向外滑

覆,下盘向上隆升。下盘变形明显强于上盘。内核和外壳之间大量地层滑失。外壳中还有一些次级滑脱面,也造成了厚薄不等的地层滑失。

赵川隆-滑构造及其主滑脱拆离带形成于晚古生代,主要是泥盆纪。证据有以下4个:①卷入该隆-滑构造及其主滑脱拆离带的岩石是奥陶系及更老地层(岩体),因此该隆-滑构造及其主滑脱拆离带的

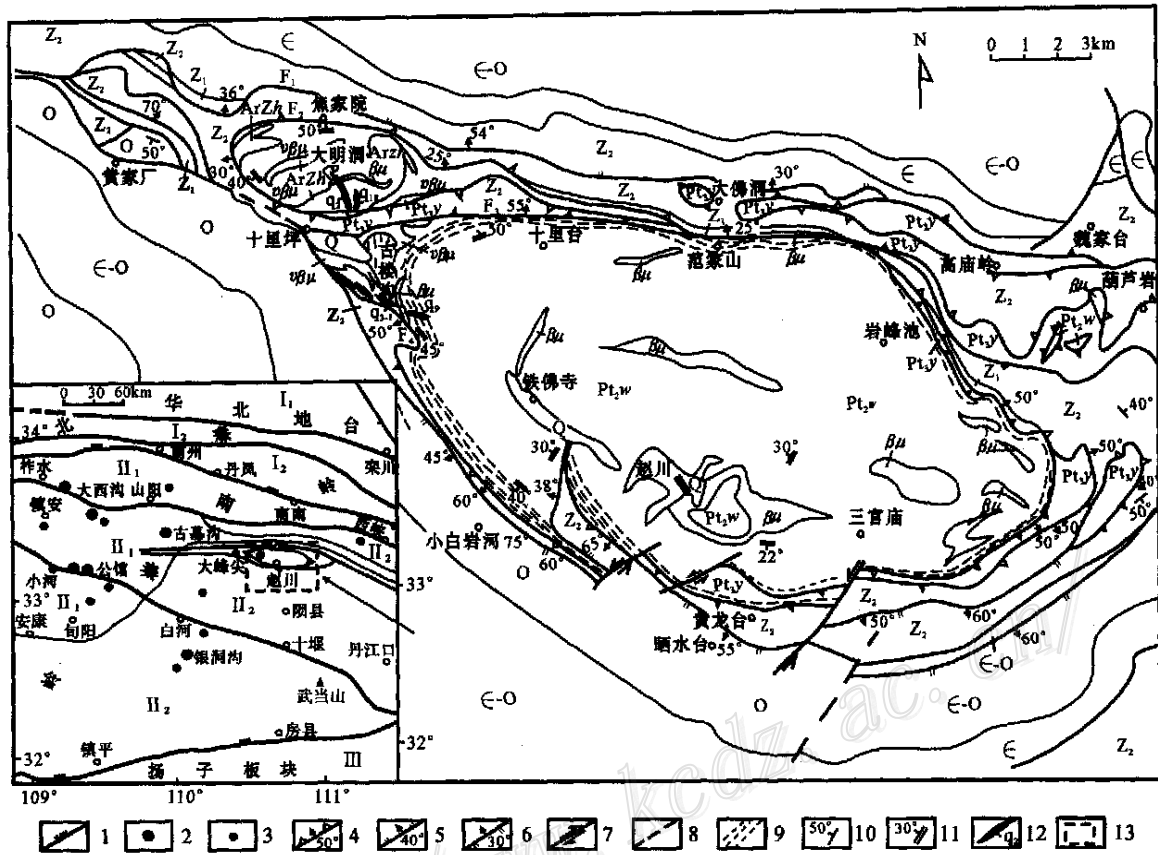


图1 十里坪锑矿床矿区地质简图(据樊双虎等<sup>①</sup>,1996;1997修改)

I—华北板块:I<sub>1</sub>—华北地台;I<sub>2</sub>—北秦岭造山带;II—秦岭微板块:II<sub>1</sub>—南秦岭北部晚古生代拗陷区(山柞甸盆地);II<sub>2</sub>—南秦岭南部晚古生代隆起区;III—扬子板块;Q—第四系;O—奥陶系;€-O—寒武系-奥陶系,€—寒武系;Z<sub>2</sub>—震旦系上统;Z<sub>1</sub>—震旦系下统;Pt<sub>3,y</sub>—新元古界耀岭河(岩)组;Pt<sub>2,w</sub>—中元古界武当山(岩)群;ArZh—太古宙转路沟杂岩;βμ—辉绿岩;γβμ—辉长辉绿岩;1—板块俯冲带;2—大型矿床;3—中型矿床;4—滑脱拆离断层及产状;5—正断层;6—逆断层;7—平移断层;8—推测断层;9—糜棱岩带;10—岩层产状;11—片(麻)理产状;12—锑矿脉及编号;13—研究区

Fig.1 Geological sketch map of the Shiliping antimony ore district (modified from Fan et al., 1996, 1997)

I—North China plate:I<sub>1</sub>—North China platform;I<sub>2</sub>—North Qinling orogen;II—Qinling micro-plate:II<sub>1</sub>—Late-Palaeozoic depressed area in the northern part of South Qinling region;II<sub>2</sub>—Late Palaeozoic uplifted area in the southern part of South Qinling region;III—Yangtze plate;Q—Quaternary;O—Ordovician;€-O—Cambrian-Ordovician;€—Cambrian;Z<sub>2</sub>—Upper Sinian;Z<sub>1</sub>—Lower Sinian;Pt<sub>3,y</sub>—Neoproterozoic Yaolinghe Formation;Pt<sub>2,w</sub>—Mesoproterozoic Wudang Group;ArZh—Archean Zhuanlugou Complex;βμ—Diabase;γβμ—Gabbroid diabase;1—Plate subduction zone;2—Large-size ore deposit;3—medium-size ore deposit;4—Detachment fault and its attitude;5—Downthrow fault;6—Reversed fault;7—Strike-slip fault;8—Inferred fault;9—Mylonitized zone;10—Formation attitude;11—Schistosity or gneissic layering attitude;12—Antimony orebody and its serial number;13—Study area

① 樊双虎,等.1996.1:5万白浪幅地质图;1997.1:5万赵川幅地质图.

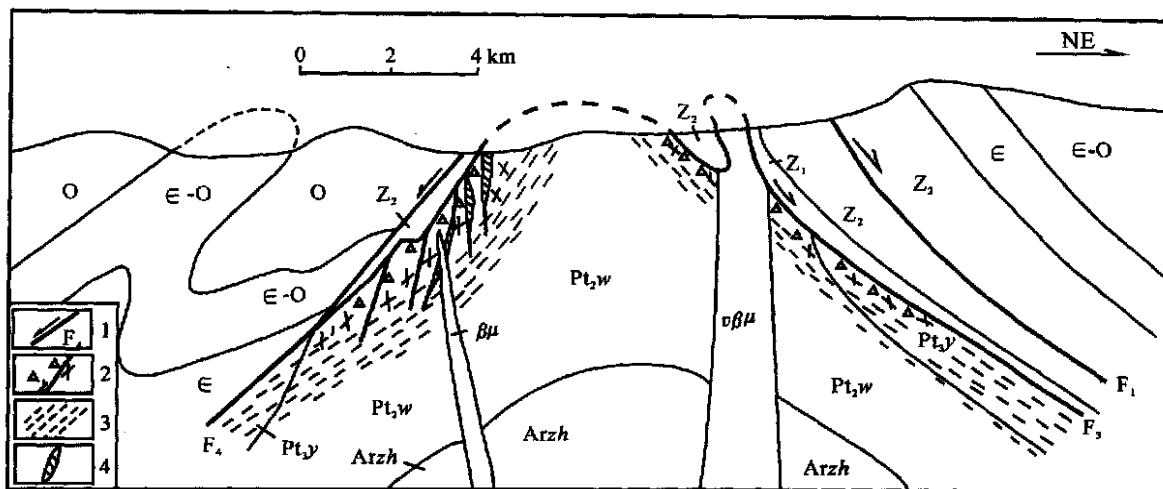


图 2 十里坪锑矿床锑矿脉与隆-滑构造关系剖面示意图  
显示了锑矿脉赋存于脆-韧性主滑脱拆离带中的次级脆性断层-节理中。1—断层及编号；2—碎裂角砾岩及次级脆性断层-节理带；  
3—糜棱岩带；4—锑矿脉；其它同图 1

Fig. 2 Sketch section showing relationship between Sb veins and uplift bedding-delamination structure in the Shiliping antimony deposit  
Showing the Sb veins existing in brittle second-order faults and joints of the brittle-ductile main delamination belts  
1—Fault and its serial number; 2—Cataclastic breccia, brittle second-order faults and joints belt; 3—mylonitized zone; 4—Sb veins; other symbols as for Fig. 1

形成时间晚于奥陶纪；②一些晚海西期具块状构造的辉长辉绿岩、辉绿岩体(脉)侵入于该隆-滑构造的内核部位并穿切主滑脱拆离带，辉长辉绿岩、辉绿岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄分别为(277.4 ± 23.1) Ma 和 278 Ma(张维吉等,1999)，所以该隆-滑构造及其主滑脱拆离带的主活动时间应早于 278 Ma，而在晚海西期本区虽然仍处于拉张-上隆环境，但已无强烈的隆升-拆离作用；③在南秦岭，晚古生代明显分为北部裂陷带和南部隆起区(张国伟等,1996)，与北侧邻区发育巨厚的上古生界相反，赵川隆-滑构造及其所处的南秦岭南部整体缺失上古生界，表明本区隆-滑构造主要形成于晚古生代，与北侧同时代的裂陷盆地一样，都属于非造山扩张裂解环境(威尔逊旋回早期)的产物；④该隆-滑构造主滑脱拆离带中充填的锑矿脉及相邻的隆起区中的钠长岩、钠长角砾岩(李勇等,1999)的同位素年龄(详见后述)为泥盆纪，表明该隆-滑区及主滑脱拆离带的主形成期为泥盆纪，这也与南秦岭北部拗陷区在泥盆纪时裂陷作用及热水喷流-沉积成矿作用最强烈(祁思敬等,1997)相吻合。其中，主滑脱拆离带下部的糜棱岩带和上部的碎裂角砾岩带、次级断层-节理带是统一的滑脱拆离作用在地壳不同深度的不同构造表现形式，它们在活动时间上总体是近于同步的，但随着隆-滑作用的持续进行，上部地层不断滑失，下部已形成的糜棱岩

带可逐渐抬升至浅部，遭受碎裂角砾岩、节理等脆性构造的叠加改造，并且可被形成于脆性域的矿脉穿切。此外，还需说明的是，主滑脱拆离带中的构造角砾岩、锑矿脉等常呈透镜状并可见片理化，表明在晚古生代非造山拉张伸展体制下形成的主滑脱拆离带又遭受了中生代造山期挤压作用的改造。

赵川隆-滑构造的结构样式与变质核杂岩构造很相似，但由于它是非造山阶段陆缘环境下的伸展作用所形成的，不同于后造山阶段形成的变质核杂岩构造(傅昭仁等,1991)，为相区别，故而称为隆-滑构造(杨振升等,1995)。

矿区内还有大量近东西向断裂，并与隆-滑构造中的滑脱带交汇复合。主要有大竹园-西沟口-大佛洞断裂(F<sub>1</sub>)、大西沟-关帝庙-黄龙台-秦家塆断裂(F<sub>4</sub>)。它们是区域性基底断裂，与西侧山柞甸拗陷区中的金鸡岭次级盆地北缘的同生断裂带相连。它们在成矿期具有张性正断层的特点(普遍发育构造角砾岩)，为主要的导矿构造，成矿后又受到中生代碰撞造山过程中挤压推覆构造的改造，使早先形成的构造角砾岩透镜体化及片理化。

## 2 矿床地质地球化学特征

### 2.1 矿床地质

在十里坪锑矿区已发现矿化蚀变带 25 条，圈出

锑矿体 10 个。矿区分为南矿段(古楼沟)和北矿段(大明洞)。南矿段发现 5 条矿化蚀变带,圈出 4 个锑矿体,赋矿围岩为武当山岩群的绢云钠长石英片岩(变石英角斑岩)。矿体受脆-韧性滑脱拆离断层带  $F_4$  之入字型次级构造,即  $NW$ —近  $EW$  向( $185 \sim 200^\circ \angle 65 \sim 75^\circ$ ) 断层破碎带的控制(图 2)。北矿段发现矿化蚀变带 20 条,圈出锑矿体 6 个,赋矿围岩为太古宙转路沟杂岩的(石榴石)黑云斜长片麻岩等及耀岭河岩组的绿帘阳起钠长片岩(变基性火山岩)等。矿脉主要有  $NNE$  向( $340 \sim 350^\circ \angle 70 \sim 85^\circ$ )、 $NNW$  至近  $NS$  向( $270 \sim 290^\circ \angle 50 \sim 65^\circ$ )、近  $EW$  向( $170 \sim 190^\circ \angle 54 \sim 70^\circ$ ) 几组,受苏家院-赵家坡滑脱拆离断层  $F_2$  的次级配套断层破碎带-节理的控制,在多组断裂交汇处,可出现柱状富矿体。

矿体或矿化体长  $50 \sim 2050$  m,宽  $0.5 \sim 10$  m,工程控制最大斜深  $35 \sim 83$  m,常呈透镜状。矿脉在平面上斜列,剖面上呈叠瓦状,脉间距离相似。

## 2.2 矿石类型 组成及结构构造

原生矿石以萤石石英辉锑矿矿石为主,石英辉锑矿矿石仅见于南矿段的  $q_{9-1}$  矿脉中。而在南秦岭北部拗陷区,汞、锑矿床的矿石类型常为汞、锑紧密共生的石英辉锑矿辰砂型。

矿石的矿物组成较简单,主要有萤石(紫萤石、绿-蓝绿萤石)、石英、辉锑矿、黄铁矿、钾长石等,可有少量重晶石、白云石及微量方解石、雌黄、黄铜矿、闪锌矿,显示以低温矿物组合为主。该矿床锑矿体中  $w_{Sb}$  一般为  $1.64\% \sim 9.31\%$ ,局部高达  $22.51\%$ ; 锑矿化体  $w_{Sb}$  为  $0.11\% \sim 0.74\%$ 。锑矿体或矿化体中  $w_{Au}$  一般为  $0.1 \times 10^{-6} \sim 1.0 \times 10^{-6}$ 。

矿石结构主要有自形-半自形不等粒结构、等粒结构、碎裂结构等;矿石构造有块状构造、细脉浸染状构造、梳状构造、角砾状构造、环状及皮壳状构造等,反映矿体形成于脆性拉张环境。

## 2.3 成矿阶段与围岩蚀变

根据矿脉的穿插关系,该矿床可分为 3 个成矿阶段。第一阶段为黄铁矿-钾长石-石英岩(脉),块状构造,微细粒结构,粒径一般  $< 0.5$  mm,黄铁矿呈稀疏浸染状,石英为弥散状或细脉状。该阶段矿脉具金矿化( $w_{Au} 0.2 \times 10^{-6} \sim 1.62 \times 10^{-6}$ )和锑矿化( $w_{Sb} 0.2\% \sim 0.5\%$ )。第二阶段为角砾状萤石-石英-辉锑矿脉,呈角砾状、皮壳状、环带状构造,角砾主要为第一阶段的矿脉,胶结物中金属矿物很稀少,仅局部含辉锑矿。第三阶段为萤石-石英-辉锑矿脉,是

锑的主成矿阶段。

该矿床近矿围岩蚀变叠加在区域变质岩之上,第一成矿阶段的脉旁蚀变,带宽为几十厘米至几米,主要有硅化、钾长石化、黄铁矿化及绢云母化,第二、三成矿阶段的脉旁围岩蚀变微弱,仅有几毫米至几厘米宽,主要有硅化和萤石化,其次有绢云母化、重晶石化、碳酸盐化等。该矿床围岩蚀变弱,表明矿体以热液充填为主,交代作用不发育。

## 2.4 流体包裹体特征

选择  $III-1k_2$ 、 $III-2k_6$ (南矿段  $q_{3-1}$  矿体第三成矿阶段矿石)、 $III-2k_1$ (南矿段  $q_{3-1}$  矿体,第二成矿阶段矿石)、 $III-26$ (北矿段  $q_2$  矿体第一成矿阶段矿石)等 4 件样品进行了流体包裹体研究。所使用的仪器为法国生产的 Chaix meca 冷热台,低温部分( $-60 \sim 0^\circ C$ )精度为  $\pm 0.2^\circ C$ ,高温部分( $100 \sim 300^\circ C$ )误差  $< 5^\circ C$ 。

### (1) 流体包裹体岩相学

第二和第三成矿阶段早期矿石的石英、萤石中主要为含  $L_{CO_2}$  多相包裹体,共存的还有少量气态烃类包裹体(发淡蓝色-黄色荧光)。含  $L_{CO_2}$  多相包裹体中的  $CO_2$  部分( $L_{CO_2} + V_{CO_2}$ )占包裹体体积的  $15\%$  左右, $\varphi(L_{H_2O})$  为  $85\%$  左右;该类包裹体三相点温度( $t_c$ )为  $-56.8 \sim -67.3^\circ C$ (可能含有少量  $CH_4$ );笼形物的熔化温度( $t_m$ )为  $3.5 \sim 5.2^\circ C$ 。根据上述资料,推断该流体主要为  $H_2O-CO_2-NaCl$  体系。第二、三成矿阶段晚期矿石的重晶石和石英中主要发育单相水溶液包裹体和少量两相气液包裹体,而第一成矿阶段的  $III-26$  号样中所有石英都以单相水溶液包裹体为主,少量两相气液包裹体。两相气液包裹体中的  $\varphi(L_{H_2O}) \geq 95\%$ , $\varphi(V_{H_2O}) \leq 5\%$ ,其三相点温度( $t_c$ )为  $-21^\circ C$  左右,冰熔化温度( $t_m$ )为  $-2.2 \sim -4.5^\circ C$ ,属  $H_2O-NaCl$  体系。

流体包裹体大小较为悬殊,大者往往可达  $50 \mu m$  以上,小者不到  $1 \sim 2 \mu m$ ,绝大多数为  $5 \sim 15 \mu m$ 。一般以萤石中包裹体较大,石英中包裹体仅局部有较大者,多数较小, $< 10 \mu m$ ,在  $III-26$  号样品石英中包裹体特别细小( $3 \sim 4 \mu m$  或更小)。当样品中辉锑矿含量多时,石英中的流体包裹体也明显变大。包裹体形态主要为不规则形,少部分呈石英、萤石的负晶形或呈米粒状、圆形、椭圆形等。在分布上,总体是沿寄主矿物的结晶生长面分布,说明是原生的。有的则沿晶体内的短裂隙分布(假次生包裹体)。

### (2) 均一温度

加热时,第二、三成矿阶段含  $L_{CO_2}$  多相包裹体在  $10.9 \sim 20\text{ }^\circ\text{C}$  时(主要为  $17 \sim 18\text{ }^\circ\text{C}$ ),  $CO_2$  气泡首先消失,均一成  $L_{CO_2}$  ( $\rho_{CO_2} = 0.77 \sim 0.85\text{ g/cm}^3$ );加热至  $168 \sim 232\text{ }^\circ\text{C}$  时(峰值约为  $200\text{ }^\circ\text{C}$ ),  $L_{CO_2}$  逐渐全溶于  $L_{H_2O}$  达到完全均一。而各阶段的两相气液包裹体的完全均一温度为  $109 \sim 133\text{ }^\circ\text{C}$ (表 1、图 3)。萤石、石英中含  $L_{CO_2}$  包裹体最高均一温度值略有差别,即石英中的最高均一温度一般比紫色萤石中的最高均一温度高  $5 \sim 10\text{ }^\circ\text{C}$ ,而与绿色萤石中的相当。这与紫色萤石常可分布于较浅部位(如上震旦统-下古生界)的脉体中,而绿色萤石仅分布于基底地层的脉体中以及紫色萤石可形成微细粒或隐晶质的皮壳和环带构造的现象相吻合。北矿段富含紫色萤石而绿色萤石较少可能说明成矿后北矿段的剥蚀程度较南矿段低,北矿段出露的是较浅部位的矿体。此外,第一成矿阶段 III 26 样品中微细粒石英的包裹体均一温度很低( $118 \sim 125\text{ }^\circ\text{C}$ ),这与热液矿床早期阶段形成温

度一般较高及金矿化阶段一般比锑矿化阶段温度高的情况相矛盾,它并不是代表该阶段热液的早期温度,而是代表其结晶晚期的温度,该石英应是第一成矿阶段矿脉尾部(上部)快速冷凝的产物。由此推断,后期叠加的第二、三成矿阶段的主矿化位置相对第一成矿阶段可能有较大距离的上移,相应地,第一成矿阶段矿体往深部还应有较大延伸,甚至有可能找到较好的金矿体。

(3) 成矿溶液的盐度、成矿压力、流体密度

据前面所述的包裹体中笼形物或冰的熔化温度,计算得出含  $L_{CO_2}$  多相包裹体盐度为  $w(\text{NaCl}_{eq})$   $8.7\% \sim 11.3\%$ ,晚期两相气液包裹体盐度  $w(\text{NaCl}_{eq})$  为  $3.6\% \sim 7.1\%$ ,属(中)低盐度。含  $L_{CO_2}$  多相包裹体流体密度平均为  $1.03\text{ g/cm}^3$ ,两相气液包裹体流体密度平均为  $0.98\text{ g/cm}^3$ 。

根据含  $L_{CO_2}$  多相包裹体的组成、盐度、均一温度等资料,按 Roedder(1984)的方法估算,包裹体均一

表 1 十里坪锑矿床流体包裹体均一温度测定结果

Table 1 Homogenization temperatures of fluid inclusions from the Shiliping antimony deposit

成矿阶段	样品数/件	测定矿物	包裹体类型	测定数/个	均一温度/ $^\circ\text{C}$
一	1	石英	两相气液	3	118~125
二	1	石英、萤石	含 $L_{CO_2}$ 多相	22	172~232
		重晶石、石英	两相气液	3	112~133
三	2	石英、萤石	含 $L_{CO_2}$ 多相	38	168~223
		重晶石、石英	两相气液	4	109~123

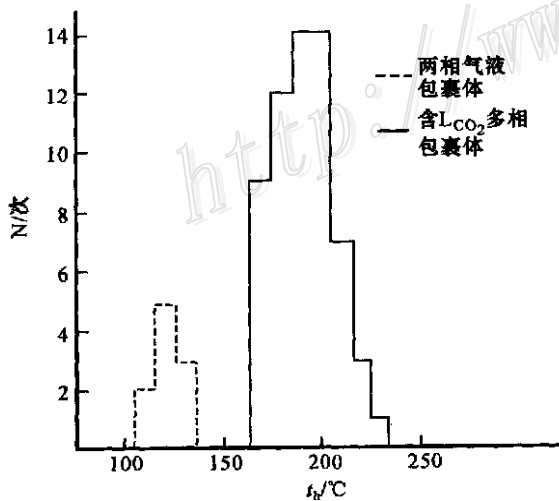


图 3 十里坪锑矿床流体包裹体均一温度直方图

Fig.3 Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions in the Shiliping antimony deposit

时压力约为  $750 \times 10^5\text{ Pa}$ ,但该法未考虑  $\text{NaCl}$  浓度的影响。另根据加热时萤石中的较大包裹体在  $140 \sim 160\text{ }^\circ\text{C}$  时(均一前)就开始破裂,而与萤石共生的石英中的包裹体一般是在均一方发生破裂,据 Тугаринов (1970) 实验资料,其成矿压力应  $> 450 \times 10^5\text{ Pa}$ ,  $\leq 850 \times 10^5\text{ Pa}$ 。综合估算,成矿压力为  $800 \times 10^5\text{ Pa}$  左右,相当于形成深度  $3\text{ km}$  左右,属中浅深度。

2.5 同位素地球化学

选择不同阶段的矿石进行了 S、Pb、H、O 同位素的研究。由于第一成矿阶段矿脉的石英颗粒很细小且含有大量杂质难以选纯样品,而未测定 H、O 同位素。同位素测试工作由宜昌地质矿产研究所同位素室在德国产的 MAT251 EM 质谱仪上完成,S 同位素误差为  $\pm 0.1\%$ ,Pb 同位素比值精度优于  $1\%$ ,O 同位素误差为  $\pm 0.2\%$ ,H 同位素误差为  $\pm 2\%$ 。

(1) 硫同位素

该矿床第一成矿阶段中黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  为 1.82% (表 2)。由于该阶段矿脉中硫化物几乎只有黄铁矿,未见重晶石等硫酸盐,因此成矿流体中 S 绝大多数为  $\text{H}_2\text{S}$ ,处于低  $f(\text{O}_2)$  和低 pH 值环境,黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值近似等于流体的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$  值,也即总硫的  $\delta^{34}\text{S}$  值大约为 1.82%,因此判断硫可能主要来自其围岩——变火山岩类。而第二、三成矿阶段辉锑矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为 -17.15% ~ -19.05%,为较大的负值,且南、北矿段基本一致。第二、三成矿阶段矿脉中出现了重晶石等硫酸盐,表明流体的  $f(\text{O}_2)$  升高,有较多  $\text{SO}_4^{2-}$  产生,引起硫同位素分馏,使硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值出现较大的负值,但其流体的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$  值应与第一成矿阶段相近且来源基本一致。Rye (1974) 的研究结果表明,  $t = 200^\circ\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}} = 0\%$  的热液体系中,当  $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-} = 1$  时,闪锌矿和方铅矿的  $\delta^{34}\text{S}$  分别为 -17.2‰ 和 -20.5‰。Rye(1974) 所研究的体系中  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ 、 $t$  以及硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值都与本矿床第二、三

成矿阶段很相似,因此推断本矿床第二、三成矿阶段流体的  $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$  比值大约为 1。

为了进行对比,对同处于赵川隆-滑构造区,位于图 1 西侧外缘寒武纪-奥陶纪碳酸盐岩中的大峰尖银铜锑矿床的 S、Pb、H、O 同位素进行了测试,其方铅矿的  $\delta^{34}\text{S}$  为 +9.66‰,考虑到该矿床中还有一些原生的孔雀石、兰铜矿、铜兰、重晶石等硫酸盐,其成矿流体的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$  值应比方铅矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值更高,硫应主要来源于其围岩——寒武纪-奥陶纪海相碳酸盐岩中的硫酸盐物质。与此相似,南秦岭拗陷区的金、银、铜、铅、汞、锑矿床中硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  也往往具有较大的正值(多数为 +8‰ ~ +24‰),其硫直接或间接通过地层来源于海水硫酸盐(张理刚,1989;杨志华等,1991;王亚力,1992;马国良,1993)。

(2) 铅同位素

本矿床矿石铅同位素组成在同一矿段不同成矿阶段间相似,而在南、北矿段之间差别较明显(表 2)。在铅构造模式图上(图 4),绝大多数投影点位于地

表 2 十里坪锑矿床硫、铅同位素测定结果

Table 2 Sulfur and lead isotopic compositions of the Shiliping antimony deposit

样号	测定对象	采样位置	成矿阶段	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}/\%$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	模式年龄/Ma**	$\mu$ 值	$w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$
III21k <sub>1</sub>	辉锑矿	南矿段 q <sub>3-1</sub>	二	-17.15	17.580 ± 0.004	15.413 ± 0.005	37.428 ± 0.008	545	0.619	9.19
III2k <sub>10</sub>	辉锑矿	南矿段 q <sub>3-1</sub>	三	-17.94	17.694 ± 0.005	15.396 ± 0.008	37.263 ± 0.022	441	0.608	9.14
III21k <sub>2</sub>	辉锑矿	南矿段 q <sub>3-1</sub>	三	-17.66	17.520 ± 0.004	15.445 ± 0.003	37.596 ± 0.008	626	0.627	9.27
III20k <sub>2</sub>	辉锑矿	南矿段 q <sub>3-1</sub>	三	-19.05	17.667 ± 0.002	15.369 ± 0.002	37.209 ± 0.005	428	0.607	9.09
III6k <sub>2</sub>	辉锑矿	北矿段 q <sub>2</sub>	三	-18.49	18.355 ± 0.001	15.475 ± 0.001	37.968 ± 0.003	47.2	0.573	9.23
III6k <sub>1</sub>	黄铁矿	北矿段 q <sub>2</sub>	一	+1.82	18.355 ± 0.001	15.507 ± 0.001	38.155 ± 0.006	89.2	0.576	9.29

\* 石英-辉锑矿脉, \*\* 模式年龄计算据 Doe(1974)。

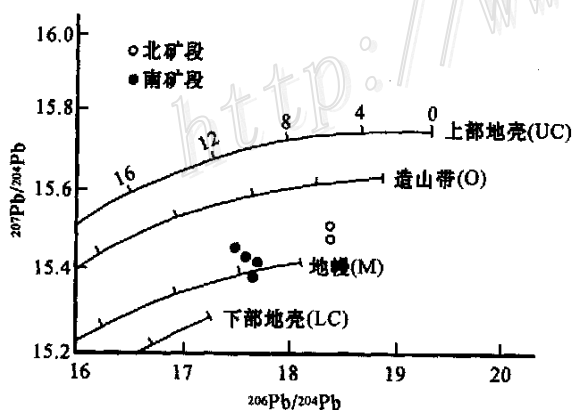


图 4 十里坪锑矿床铅构造模式图

铅构造模式的同位素演化曲线据 Zartman et al., 1981

Fig. 4  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram of the Shiliping Sb deposit

Lead isotopic evolution curves after Zartman et al., 1981

幔与造山带之间并靠近地幔演化线,且矿石的 Th/U 比值(质量分数,下同)为 3.54 ~ 3.82,也与陨石的 Th/U 比值(3.8 ± 0.1)相近,表明铅主要来自地幔,有少量上地壳铅的加入。在北矿段,上地壳铅加入略多一点,这也与南矿段围岩为武当山岩群变火山岩,而北矿段围岩为转路沟杂岩及耀岭河岩组变岩浆岩夹变沉积岩的地质实际相对应,由此暗示铅主要来源于近矿围岩——变火山岩。

大峰尖银铜锑矿床方铅矿的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (21.853 \pm 0.002)$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (15.814 \pm 0.001)$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (38.113 \pm 0.003)$ ,  $\mu$  值为 9.71,都明显偏高;其铅模式年龄为 -2336 Ma,为很大的负值,是典型的异常铅,含有大量地壳放射性成因铅。其 Th/U 比值仅为 2.37,大大低于陨石的 Th/U 比值,而与灰岩的 Th/U 比值(<2)相近,揭示其铅也主要

源自其近矿围岩——碳酸盐岩。

而南秦岭拗陷区的金、银、铜、铅、锌、汞、锑矿床矿石的<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb和<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb值往往比十里坪锑矿的略高。在铅构造模式图上,投影点多位于造山带,甚至偏向于靠近上地壳演化线一侧(张理刚,1989;杨志华等,1991),即矿质属壳幔混源,且壳源比例相对高一些。

(3) 氢、氧同位素

本矿床矿体石英流体包裹体的 δD 值为 -66.6‰ ~ -73.6‰(表 3),石英的 δ<sup>18</sup>O 为 13.4‰ ~ 14.9‰,相应的石英平衡水的 δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> 计算值为 1.0‰ ~ 2.5‰。在 δD-δ<sup>18</sup>O 图解上(图 5),十里坪锑矿床成矿流体投影点落入雨水热液范围并靠近变质水和原生水范围。此外,大峰尖银铜锑矿床的矿体石英流体包裹体的 δD 值为 -71.0‰,与十里坪锑矿的基本相同;但其石英的 δ<sup>18</sup>O 为 21.9‰(按其含 L<sub>CO<sub>2</sub></sub>多相包裹体峰值温度 200℃计算的 δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> 值为 9.5‰),明显高于赋存于变火山岩中的十里坪锑矿,与一些赋存于碳酸盐岩中的大气降水热液型汞、锑矿床(如铜仁、岩屋坪、胡家湾、公馆等)矿体中石英的 δ<sup>18</sup>O 18‰ ~ 24.4‰(转引自张理刚,1985)一致。张理刚(1985)指出,大气降水热液矿床中热液的 δD 值一般比较稳定(因地壳中各种岩石的氢含量比水中的要低得多),而 δ<sup>18</sup>O 有很大变化,出现程度不等的“<sup>18</sup>O 漂移”的现象(低<sup>18</sup>O 的大气降水与富<sup>18</sup>O 的岩石尤其是碳酸盐岩发生交换的结果),赵川隆-滑构造区所测的两个矿床的情况正与此相吻合。上述资料暗示,十里坪锑矿及同产于赵川隆-滑构造区的大峰尖银铜锑矿床成矿热液虽然可能含有少量深部流体(变质及岩浆水),但以大气降水为主。这也与该矿床成矿流体的温度、盐度、压力都较低、围岩蚀变弱的特点相符,并且与前人研究得出的普遍认识是一致的,即拆离断层系统中成矿作用与大气降水深循环对流有关(傅昭仁等,1992)。

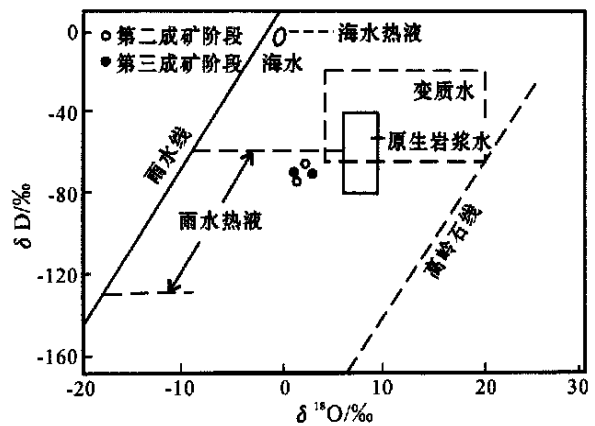


图 5 十里坪锑矿床流体氢氧同位素组成

Fig. 5 Hydrogen versus oxygen isotope diagram displaying compositions of inclusion fluids in the Shiliping antimony deposit

而南秦岭拗陷区的金、银、铜、铅、锌、汞、锑矿床流体包裹体的 δD 值(张理刚,1989;杨志华等,1991)变化较大,为 -65.8‰ ~ -111.28‰,表明流体来源较复杂;其石英的 δ<sup>18</sup>O 值较大,一般为 19.5‰ ~ 25.2‰,显示流体与沉积岩,特别是富<sup>18</sup>O 的碳酸盐岩进行了 O 同位素平衡交换反应。

3 成矿时代

挑选南矿段 q<sub>3-1</sub> 矿脉中不同颜色的萤石单矿物(纯度 > 99%)进行了 Sm-Nd 定年。Sm-Nd 同位素分析由宜昌地质矿产研究所同位素室在 Finnigan MAT-261 可调多接收质谱计上完成,测定结果见表 4 和图 6。获得 Sm-Nd 等时线年龄为 (392 ± 24) Ma (1σ), (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> = 0.51152 ± 0.00007 (1σ), ε<sub>Nd</sub>(t) = -11.97。这一年龄与该矿床及赵川隆-滑构造区内热液型萤石、重晶石、锑、铁、金、银、铜、铅、锌矿床产于奥陶纪以前的地层中,而在晚海西期的辉绿岩或辉长辉绿岩(约 278 Ma)中未见到相应矿化

表 3 十里坪锑矿床氢、氧同位素组成

Table 3 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of the Shiliping antimony deposit

样号	测定对象	采样位置	成矿阶段	δ <sup>18</sup> O <sub>V-SMOW</sub> /‰	δ <sup>18</sup> O <sub>H<sub>2</sub>O</sub> V-SMOW <sup>③</sup> /‰	δD <sub>V-SMOW</sub> /‰
III2k <sub>3</sub>	块状石英 <sup>①</sup> 或其流体包裹体 <sup>②</sup>	南矿段 q <sub>3-1</sub>	2	13.4	1.0	-73.6
III21k <sub>1</sub>	晶柱石英 <sup>①</sup> 或其流体包裹体 <sup>②</sup>	南矿段 q <sub>3-1</sub>	2	14.0	1.6	-66.6
III2k <sub>9</sub>	晶柱石英 <sup>①</sup> 或其流体包裹体 <sup>②</sup>	南矿段 q <sub>3-1</sub>	3	14.9	2.5	-71.5
III6k <sub>2</sub>	块状石英 <sup>①</sup> 或其流体包裹体 <sup>②</sup>	北矿段 q <sub>2</sub>	3	13.5	1.1	-68.3

注:① 石英用于测 δ<sup>18</sup>O;② 石英流体包裹体用于测 δD;③ 计算公式采用:1000lnα<sub>石英-水</sub> = 3.42 × 10<sup>6</sup> t<sup>-2</sup> - 2.86(张理刚,1985),成矿温度采用含 L<sub>CO<sub>2</sub></sub>多相包裹体均一温度的峰值 200℃(参见图 3)。

表4 十里坪锑矿床萤石 Sm-Nd 年龄测定结果

Table 4 Sm-Nd isotopic data of fluorite from the Shiliping antimony deposit

样号	测定对象	成矿阶段	$w(\text{Sm})/10^{-6}$	$w(\text{Nd})/10^{-6}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma$
III2k3	绿色萤石	2	23.09	32.35	0.4317	$0.512633 \pm 0.000015$
III21	蓝色萤石	2	21.96	27.86	0.4770	$0.512753 \pm 0.000023$
III2k10	紫色萤石 + 蓝绿色萤石	3	19.23	25.9	0.4491	$0.512670 \pm 0.000021$
III2k7	蓝绿色萤石	3	17.57	25.12	0.4232	$0.512615 \pm 0.000010$

注:  $\lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$

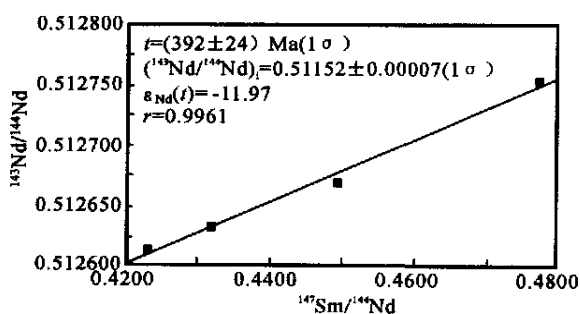


图6 十里坪锑矿床萤石 Sm-Nd 等时线图

Fig.6 Fluorite Sm-Nd isochron for the Shiliping antimony deposit

并且它们切穿了锑矿脉相一致。此外,赵川隆-滑构造北侧的耀岭河-豆腐尖隆起区分布有大量由富挥发分岩浆或热液侵入-交代形成的钠长岩和钠长角砾岩,全岩 Rb-Sr 年龄为  $(364.9 \pm 10.9) \text{Ma}$  (李勇等,1999),与本矿床成矿年龄在误差范围内一致。该矿床萤石的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  为较大的负值,说明萤石中的 Ca 及 Sm、Nd 主要来源于沉积岩,即在地下水下渗过程中溶解了本区沉积盖层(下古生界及震旦系)碳酸盐岩。

#### 4 矿床成因讨论

锑矿床可形成于不同构造环境并具有不同成因(余金杰等,2000),但主要为同造山或后造山阶段的热液矿床(Dill,1998;Boorder et al.,1998;Nesbitt et al.,1989)。

张国伟等(1996)认为秦岭微板块在中三叠世末才与扬子和华北板块全面碰撞、隆升成山并进入陆内造山阶段。此时在南秦岭北部的原拗陷区形成了大量与造山作用有关的印支期-燕山期后生热液型或沉积-改造型金及汞锑矿床(陈毓川等,1998;汪东波等,2001;祁思敬等,1997;张复新等,1998;彭大明,2000)。而产于南部隆起区的十里坪锑矿床与此

不同,其成矿年龄为  $(392 \pm 24) \text{Ma}$ ,与其西北侧山柞甸拗陷区热水喷流成矿时代一致,都为泥盆纪。此时,秦岭微板块在统一的非造山裂解扩张构造背景下,分别形成南秦岭北部拗陷区(地壳裂陷成盆)和南秦岭南部陆缘隆起区(地壳底辟隆升)。十里坪锑矿床就位于该隆起区的赵川隆-滑构造内,矿体呈脉状产于主滑脱拆离带上部的次级脆性断层-节理中。矿石具有一套低温矿物组合,围岩蚀变弱。成矿流体为  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  体系,具(中)低盐度、低温、中低压的特点。硫、铅同位素特征表明,矿质主要来源于围岩太古宙-元古宙变质岩(变火山岩为主);氢、氧同位素显示,成矿流体以大气降水热液为主。因此,初步判断该矿床相当于张理刚(1985,1989)划分的变质岩源就地式大气降水热液矿床。推测其成矿动力学过程为:在晚古生代早期非造山伸展的赵川隆-滑构造区,浅部地壳拉张作用形成的脆性破裂体系为大气降水下渗提供了通道,在下渗的初期,由于温度较低,水岩相互作用不明显,溶解的矿质少,当到达脆-韧性转换带附近后,温度明显升高,水岩相互作用强烈,萃取的矿质也明显增多,并与深部来源流体(退变质作用、糜棱岩化及岩浆作用形成的流体)混合。随后,在地震泵作用下,流体沿滑脱拆离带脉动式回返上升,到达上部脆性构造域后由于拉张扩容、快速减压、降温等原因而沉淀成矿。

在赵川隆-滑构造区,除了十里坪锑矿床外,还发现了大峰尖银铜锑矿床(沉积岩源大气降水热液矿床)及其他热液脉型铜、铅、锌、金、赤铁矿、褐铁矿、萤石、重晶石矿床(点)或矿化点。显示该区曾是一个强烈的古水热活动区。其成矿元素组合为 Sb-Ag-Au-Cu-Pb-Zn-Fe-Ba-F,与其西北侧山柞甸拗陷区的成矿元素组合 Au-Ag-Hg-Sb-Pb-Zn-Cu-Fe-Ba-F 几乎一致。反映山柞甸拗陷区和赵川隆-滑区具有相似的成矿物质来源,即前泥盆纪地壳组成是相似的。但在泥盆纪时,南秦岭区强烈的拉张使深部热液及岩浆、岩汁、气液等物质上升,地温增高,在北部拗陷



区和南部隆起区分别产生盆地热卤水和大气降水型热卤水,形成了既有联系又有区别的两类矿床组合。

虽然南秦岭北部拗陷区中的 Pb-Zn(Cu、Ag)矿床多属泥盆纪热水-喷流沉积的同生矿床,而 Hg、Sb、Au 矿床主成矿期为印支期-燕山期,属后生热液矿床,但是,既然其邻区赵川隆-滑区可在泥盆纪形成大气降水热液型锑矿床和金矿床(化),那么有理由相信,在相近的成矿背景下,拗陷盆地中泥盆纪热卤水也应活化萃取了较多的 Hg、Sb、Au 物质,从而通过喷流-沉积作用造就了 Hg、Sb、Au 的局部初始富集(汪东波等,2001)而形成了矿源层。

## 5 结 论

(1) 十里坪锑矿床分布于南秦岭南部晚古生代非造山陆缘隆起区,矿体呈脉状产于赵川隆-滑构造主滑脱拆离带上部的脆性次级断层-节理中,主要为萤石石英辉锑矿脉,围岩为太古宙-元古宙变质岩系,围岩蚀变弱。

(2) 流体包裹体均一温度为 109 ~ 232 °C,早期盐度为 8.7% ~ 11.3%,晚期为 3.6% ~ 7.1%,成矿压力为  $800 \times 10^5$  Pa 左右,属低温、(中)低盐度、中低压。成矿流体体系为 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl。第一成矿阶段黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}$  为 1.82‰,第二、三成矿阶段与重晶石共生的辉锑矿  $\delta^{34}\text{S}$  为 -17.15‰ ~ -19.65‰; 矿石  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.520 \sim 18.355$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.369 \sim 15.507$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.209 \sim 38.155$ 。硫、铅同位素特征表明其矿质主要来源于其围岩——变火山岩类。成矿流体  $\delta\text{D}$  为 -66.6‰ ~ -73.6‰,石英的  $\delta^{18}\text{O}$  为 13.4‰ ~ 14.9‰,相应的石英平衡水的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  为 1.0‰ ~ 2.5‰,显示成矿流体以大气降水为主。矿床初步定为变质岩源就地式大气降水热液矿床。

(3) 萤石 Sm-Nd 等时线法获得成矿年龄为(392 ± 24) Ma,属泥盆纪,与南秦岭北部晚古生代拗陷盆地热水喷流-沉积成矿时代一致。在泥盆纪秦岭微板块统一的裂解扩张构造背景下,南秦岭南部隆起区形成了受隆-滑构造,特别是其主滑脱拆离带控制的大气降水热液型矿床,而在北部拗陷区形成了热水喷流-沉积型 Pb-Zn(Cu、Ag)矿床及 Hg、Sb、Au 矿源层。

致 谢 感谢审稿人提出的宝贵修改意见。

## References

- Boorder H D, Spackman W, White S H, et al. 1998. Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine belt [ J ]. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(3 ~ 4): 569 ~ 575.
- Chen Y C, Wang P A and Pei R F. 1998. The metallogenic series and evolution of mineral deposits in the Qinling orogenic belt [ J ]. *Mineral Deposits*, 17(Supp.): 93 ~ 98 (in Chinese).
- Dill H G. 1998. Evolution of Sb mineralization in modern fold belts: A comparison of the Sb mineralization in the central Andes (Bolivia) and the western Carpathians (Slovakia) [ J ]. *Mineralium Deposita*, 33: 359 ~ 378.
- Doc B R and Stacey J S. 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A review [ J ]. *Econ. Geol.*, 69: 757 ~ 776.
- Fu Z R, Li D W, Li X F, et al. 1991. Structural analysis on ore-controlling of metamorphic core complexes and denudational faults [ M ]. Wuhan: Press of China Univ. Geosci. 1 ~ 110 (in Chinese).
- Li Y, Su C Q and Liu J Q. 1999. Characteristics and genesis of the Albitite in the east Qinling orogenic belt [ J ]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 18(2): 121 ~ 127 (in Chinese with English abstract).
- Ma G L. 1993. Isotopic geochemical characteristics of Tongmugou hot water sedimentary Pb-Zn deposit in east Qinling [ J ]. *Journal of Xi'an College of Geology*, 15(4): 103 ~ 107 (in Chinese with English abstract).
- Nesbitt B E, Muehlenbachs K and Murowchick J B. 1989. Genetic implications of stable isotope characteristics of mesothermal Au deposits and related Sb and Hg deposits in the Canadian Cordillera [ J ]. *Econ. Geol.*, 84: 1489 ~ 1506.
- Peng D M. 2000. Research on Hg, Sb mineralization in Qinling geosyncline, China [ J ]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 15(1): 64 ~ 71 (in Chinese with English abstract).
- Qi S J and Li Y. 1997. The metallogenic series related to exhalative sedimentation in Devonian metallogenic belt, south Qinling [ J ]. *Journal of Xi'an College of Geology*, 13(3): 19 ~ 26 (in Chinese with English abstract).
- Roedder E. 1984. Reviews in mineralogy, Vol. 12: Fluid inclusions [ M ]. Michigan: Bookcrafters, Inc. Chelsea. 1 ~ 644.
- Rye R O. 1974. A comparison of sphalerite-galena sulfur isotope temperatures with filling temperatures of fluid inclusions [ J ]. *Econ. Geol.*, 69: 26 ~ 32.
- Shao S C and Wang D B. 2001. <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar dating of the three typical gold deposits and its geological significance in the southern Qinling region [ J ]. *Acta Geologica Sinica*, 75(1): 106 ~ 110 (in Chinese with English abstract).
- Wang D B, Shao S C, Liu G P, et al. 2001. The space-time relationship of gold to lead-zinc mineralization and its application [ J ]. *Mineral Deposits*, 20(1): 78 ~ 85 (in Chinese with English abstract).

- Wang Y L. 1992. Stable isotopic characteristics and the genesis of the Yindongzi silver-lead polymetallic deposit in Zhashui County [ J ]. *Geology of Shaanxi*, 10(1) : 42 ~ 52 (in Chinese with English abstract) .
- Xiong C Y, Zhang Y M, Xie C F, et al. 2003. Composition and ore-controlling of Wudang and Zhaochuan uplifting-slipping structures [ J ]. *Geology and Mineral Resources of South China*, (2) : 9 ~ 15 (in Chinese with English abstract) .
- Yang Z H, et al. 1991. Tectonic petrofacies and mineralization in a marginal trans-basin [ M ]. Beijing: Science Press. 1 ~ 228 (in Chinese) .
- Yang Z S, Li S Z and Liu Y J. 1995. Uplift bedding-delamination structure in continental orogen: A new model of pre-orogenic extensional tectonics [ J ]. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 25(4) : 361 ~ 367 (in Chinese with English abstract) .
- Yu J J and Yan S H. 2000. A preliminary discussion on some problems of antimony deposits [ J ]. *Mineral Deposits*, 19(2) : 166 ~ 172 (in Chinese with English abstract) .
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics: the model [ A ]. In: Zartman R E and Taylor S R, eds. *Evolution of the upper mantle* [ C ]. *Tectonophysics*, 75 : 135 ~ 162 .
- Zhang F X and Wang J F. 1988. The submarine volcanic-exhalative-sedimentary origin of lead-zinc deposits in the Fengtai ore field, Shaanxi [ J ]. *Geological Review*, 34(2) : 157 ~ 167 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang F X, Zong J T and Ma J Q. 1998. A tentative discussion on the carlin-type gold deposits in Qinling and related problems [ J ]. *Mineral Deposits*, 17(2) : 172 ~ 184 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang G W, Meng Q R, Yu Z P, et al. 1996. Orogenic process of Qinling orogenic belt and its dynamics [ J ]. *Science in China (Series D)*, 26(3) : 193 ~ 200 (in Chinese) .
- Zhang L G. 1985. The application of the stable isotope to geology: The hydrothermal mineralization of metal activation and its prospecting [ M ]. Xi'an: Shaanxi Sci. & Tech. Pub. House. 1 ~ 267 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang L G. 1989. Petrogenetic and minerogenetic theories and prospecting [ M ]. Beijing: Press of Beijing Univ. Tech. 1 ~ 200 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang W J, Wang J Q, Hu N G, et al. 1996. Research of the eastern Qinling geological corridor [ M ]. Xi'an: Shaanxi Sci. & Tech. Pub. House. 1 ~ 222 (in Chinese) .
- Тугаринов А И. 1970. Зависимость температуры деформаций от состава газовой жидкой вclusions и от прочности минерала [ Ж ]. *Доклады, АН. СССР*. Т. 195(1) (in Russian) .
- ### 附中文参考文献
- 陈毓川, 王平安, 裴荣富. 1998. 秦岭造山带矿床成矿系列与演化 [ J ]. *矿床地质*, 17(增刊) : 93 ~ 98 .
- 傅昭仁, 李德威, 李先福, 等. 1991. 变质核杂岩及剥离断层的控矿构造解析 [ M ]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1 ~ 110 .
- 李勇, 苏春乾, 刘继庆. 1999. 东秦岭造山带钠长岩的特征、成因及时代 [ J ]. *岩石矿物学杂志*, 18(2) : 121 ~ 127 .
- 马国良. 1993. 桐木沟热水沉积铅锌矿床同位素地球化学特征 [ J ]. *西安地质学院学报*, 15(4) : 103 ~ 106 .
- 彭大明. 2000. 秦岭地槽汞锑资源成矿探讨 [ J ]. *地质找矿论丛*, 15(1) : 64 ~ 71 .
- 祁思敬, 李英. 1997. 南秦岭泥盆系成矿带热水沉积成矿系列 [ J ]. *西安地质学院学报*, 13(3) : 19 ~ 26 .
- 邵世才, 汪东波. 2001. 南秦岭三个典型金矿床的<sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar年代及其地质意义 [ J ]. *地质学报*, 75(1) : 106 ~ 110 .
- 汪东波, 邵世才, 刘国平, 等. 2001. 金与铅锌矿化的时空关系及应用 [ J ]. *矿床地质*, 20(1) : 78 ~ 85 .
- 王亚力. 1992. 柞水县银洞子银铅多金属矿床稳定同位素特征及其矿床成因探讨 [ J ]. *陕西地质*, 10(1) : 42 ~ 51 .
- 熊成云, 张业明, 谢才富, 等. 2003. 武当-赵川隆-滑构造的结构组成及控矿作用 [ J ]. *华南地质与矿产*, (2) : 9 ~ 15 .
- 杨志华, 等. 1991. 边缘转换盆地的构造岩相与成矿 [ M ]. 北京: 科学出版社. 1 ~ 228 .
- 杨振升, 李三忠, 刘永江. 1995. 大陆造山带中的隆-滑构造——一种前造山期伸展构造形式 [ J ]. *长春地质学院学报*, 25(4) : 361 ~ 367 .
- 余金杰, 闫升好. 2000. 铍矿床研究若干问题初探 [ J ]. *矿床地质*, 19(2) : 166 ~ 172 .
- 张复新, 王俊发. 1988. 陕西凤太铅-锌矿田海底火山喷流沉积成因探讨 [ J ]. *地质论评*, 34(2) : 157 ~ 167 .
- 张复新, 宗静婷, 马建秦. 1998. 秦岭卡林型金矿床及相关问题探讨 [ J ]. *矿床地质*, 17(2) : 172 ~ 184 .
- 张国伟, 孟庆任, 于在平, 等. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征 [ J ]. *中国科学(D辑)*, 26(3) : 193 ~ 200 .
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用——金属活化热液成矿作用及找矿 [ M ]. 西安: 陕西科学技术出版社. 1 ~ 267 .
- 张理刚. 1989. 成岩成矿理论与找矿 [ M ]. 北京: 北京工业大学出版社. 1 ~ 200 .
- 张维吉, 王金庆, 胡能高, 等. 1999. 东秦岭地质走廊研究 [ M ]. 西安: 陕西科学技术出版社. 1 ~ 222 .

## A Preliminary Study on Age and Genesis of Shiliping Antimony Deposit in South Qinling

Xie Caifu<sup>1</sup>, Xiong Chengyun<sup>1</sup>, Hu Ning<sup>1</sup>, Li Liuquan<sup>2</sup>, Chang Hailiang<sup>1</sup>, Li Jinsong<sup>1</sup> and Guan Kuimin<sup>2</sup>

(1 Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, Hubei, China;

2 N0.13 Geological Party of Shaanxi Province, Shangzhou 710000, Shaanxi, China)

### Abstract

Located in Late Palaeozoic uplifted area within the southern part of South Qinling region, the Shiliping antimony deposit is controlled by the main delamination belts of Zhaochun pre-orogenic uplift bedding-delamination structure. The vein orebodies occupy brittle shattered fault zones within the upper part of the main brittle-ductile delamination belts. Its Sb ore types are mostly fluorite-quartz-antimonite veins. The country rocks, altered weakly, are Archaean-Proterozoic metamorphites. The ore-forming fluids, with homogenization temperature from 109 °C to 232 °C, salinity  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  from 3.6% to 11.3% and pressure about  $800 \times 10^5 \text{ Pa}$ , belong to the  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  system. Sulfur and lead isotopes reveal that the ore-forming materials are mainly derived from the country metamorphic volcanic rocks, while the hydrogen and oxygen isotopic compositions show that the ore-forming fluids are mainly derived from meteoric water. It is therefore genetically a local metamorphic rock source type meteoric hydrothermal ore deposit. Fluorite Sm-Nd dating has yielded an age of  $(392 \pm 24) \text{ Ma}$ , which is identical with the age of exhalative sedimentary mineralization in the late-Palaeozoic depressed area within the northern part of South Qinling region. It is suggested that in Devonian the uplifted area of South Qinling region formed meteoric hydrothermal type ore deposits under the condition of a unified extension tectonic setting of Qinling micro-plate. Meanwhile, the depressed area of South Qinling region formed exhalative sedimentary ore deposits and source beds.

**Key words:** geochemistry, antimony deposit, fluid inclusions, isotopes, uplift bedding-delamination structure, meteoric hydrothermal fluid, Shiliping, South Qinling

<http://www.kcdz.ac.cn/>