

# 贵州贞丰烂泥沟卡林型金矿床含砷黄铁矿 Re-Os 同位素测年及地质意义

陈懋弘<sup>1,2)</sup>, 毛景文<sup>1)</sup>, 屈文俊<sup>3)</sup>, 吴六灵<sup>2,4)</sup>, Phillip J. UTTLEY<sup>2)</sup>,  
Tony NORMAN<sup>2)</sup>, 郑建民<sup>5)</sup>, 秦运忠<sup>2)</sup>

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037;

2) Sino Gold Mining Limited, 悉尼, NSW 2000, 澳大利亚;

3) 国家地质实验测试中心, 北京, 100037;

4) 广西地勘局 271 地质队, 广西临桂, 541100; 5) 中国地质大学(北京), 北京, 100083

**内容提要:**贵州贞丰烂泥沟金矿(现称锦丰金矿)是滇黔桂“金三角”已知最大的卡林型金矿床,矿体赋存于断层破碎带内,最主要的载金矿物是具环带结构的含砷黄铁矿。本文运用 Re-Os 同位素法对该矿床的 9 个含砷黄铁矿样品进行了两次测试,成功获得  $10^{-9} \sim 10^{-12}$  级 Re-Os 同位素数据:Re 0.1257~1.233 ng/g, Os 6.75~33.50 pg/g, 等时线年龄为  $193 \pm 13$  Ma, 反映其成矿时代为早侏罗世。等时线的初始  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  值为  $1.127 \pm 0.043$ , 指示成矿物质来源于地壳而不是地幔。结合其他资料,初步建立其成矿模式为:盆地流体不断地从沉积物中萃取出包括金在内的成矿组分,形成含矿流体。印支期挤压造山期间,含矿流体沿不整合接触面和同生断层向上运动,造山后的伸展含矿流体进入减压扩容空间沉淀形成超大型金矿床。成矿作用发生在从印支期挤压造山向燕山期伸展转变的构造转换期。该模式与本文得到的成矿年龄和初始比值相吻合。

**关键词:**Re-Os 年龄;含砷黄铁矿;卡林型金矿;微细粒浸染型金矿;贵州贞丰烂泥沟(锦丰)金矿

矿床年代学对了解矿床成因及其成矿动力学背景至关重要,目前直接对金属矿床定年最有效的方法是 Re-Os 法。不过,由于受 Re-Os 检出极限的限制,这一方法以前仅限于 Re-Os 含量高的辉钼矿和部分含钼高的矿石。近年来,随着高分辨率质谱仪的开发,超净实验室的建成,以及分析测试手段的改进(屈文俊等,2003),成功地解决了超低含量( $10^{-9} \sim 10^{-12}$ )样品的 Re-Os 同位素测定,使超低含量硫化物 Re-Os 测年成为可能。目前国际国内已经有了许多利用矿石 Re-Os 同位素体系测定金属硫化物矿床(毛景文等,2001a,2002;张作衡等,2005;杨刚等,2005)和沉积黑色页岩型钼镍铂矿床形成年龄的范例(毛景文等,2001b;杨刚等,2004)。

至于把这一方法应用到金矿床中,则是近几年中的事。例如 Frei et al(1998)给出了 4 个毒砂的 Re-Os 数据,但没有构成好的等时线关系。Arne et al(2001)给出了 2 个毒砂和 3 个黄铁矿的联合 Re-

Os 等时线。Stein et al(1998)对芬兰 Kuittila 金矿中的黄铁矿,Stein et al(2000)对瑞典 Haynas 金矿中的黄铁矿和黄铜矿分别进行了 Re-Os 同位素测年。国内从 2005 年起已见有类似报道,如喻刚等(2005)对辽东猫岭金矿中含金毒砂,刘玉龙等(2005)对白云鄂博超大型稀土—铌—铁矿床黄铁矿进行了 Re-Os 测年,均获得了较好的结果。

贵州贞丰县烂泥沟金矿(现称锦丰金矿)是滇黔桂“金三角”已知最大的卡林型金矿床,资源储量大于 126.25 t<sup>①</sup>,达到超大型规模。地质资料表明,烂泥沟金矿为典型的构造控矿矿床,成矿发生在中三叠世之后。但不同的同位素测年方法获得的成矿年龄时间跨度比较大(259~82Ma)。为准确厘定该矿床的成矿时代,笔者从矿石中挑选出新生的含砷黄铁矿进行 Re-Os 同位素年龄测定,并进行成矿物质来源示踪研究,进而探讨其成矿模式及地球动力学背景。

注:本文为国家自然科学基金重点基金资助项目(编号 40434011)、国家自然科学基金资助项目(编号 40572062)和 Sino Gold Mining Limited (Australia) 资助的成果。

收稿日期:2006-06-22; 改回日期:2007-01-29; 责任编辑:章雨旭。

作者简介:陈懋弘,男,1971 年生。博士研究生,矿床学及构造地质学专业。Email: mhchen666@163.com。

# 1 地质背景及矿床特征

## 1.1 区域地质背景

滇黔桂“金三角”位于扬子克拉通西南边缘的右江盆地(程裕淇,1994;曾允孚等,1993),亦称为右江再生地槽(广西壮族自治区地质矿产局,1985)或右江裂谷(柳淮之等,1986)。

右江地区在加里东期(Z—S)位于江绍断裂—南宁—凭祥断裂的北西,属于扬子陆块的范畴(陈懋弘等,2006a)。早泥盆世晚期由于板内裂解,逐渐形成台沟相间的构造古地理格局,台地上为浅水碳酸盐岩沉积,台沟则为深水硅质岩、泥质岩和凝灰岩沉积,台地岩层厚度远远大于台沟。晚二叠世,与扬子克拉通西部的峨眉山岩浆活动相对应,右江地区进一步裂陷造盆,以较强的火山活动为特色。早—中三叠世,受古特提斯洋逐步关闭影响,右江盆地充填了大量的陆源碎屑浊积岩,覃建雄等(2000)认为是

前陆盆地,吕洪波等(2003)认为是残余盆地,并将盆地内长期发育的孤立碳酸盐台地淹没。此时盆地沉积厚度远大于水下隆起区(原台地)。晚三叠世,盆地回返造山,以“软碰撞”为主要特征,形成印支期的造山带。造山过程中由于水下隆起区(原碳酸盐岩台地)起砥柱作用,一方面导致台地周缘的同生断层反转成逆冲或走滑断层,另一方面形成两类不同形态的褶皱,即盆地区陆源碎屑岩地层形成紧闭或倒转的线形褶皱,水下隆起区(原孤立台地)的碳酸盐岩地层则形成穹隆或宽缓的褶皱。二者的接触部位常为构造突变带,断裂和褶皱作用十分强烈。燕山期,出现偏碱性超基性岩组合,标志着地壳或岩石圈板块重新裂解或伸展,又开始了新一轮的威尔逊旋回。

近年来,一些学者认为中—越交界处存在过古特提斯的分支洋盆,右江盆地是一个印支期增生弧型造山带(吴根耀等,2001;吴浩若,2003)。最近毛景文等(2005b)又提出滇黔桂卡林型金矿的构造背景为中生代特提斯大洋板块向东俯冲的增生大陆边缘弧后伸展盆地。因此,右江盆地的性质和演化过程仍有待于进一步的研究。

## 1.2 矿床地质

烂泥沟金矿位于右江盆地西北部,毗邻扬子陆块西南边缘。矿床出现在由北北东向的赖子山背斜、北西向板昌逆冲断层和册亨东西向构造带组成

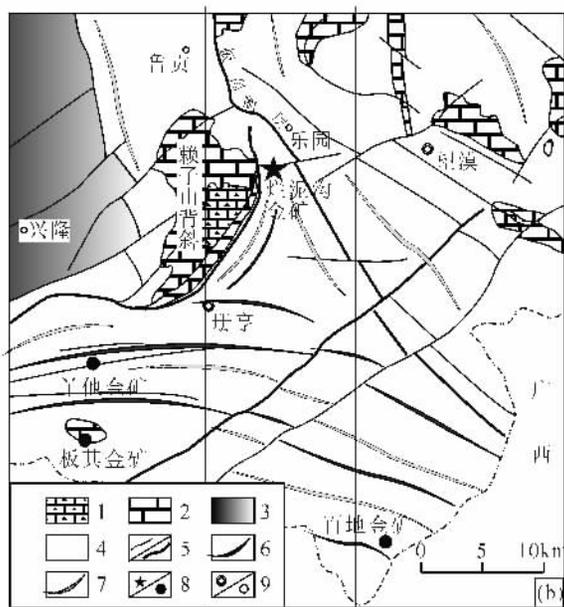
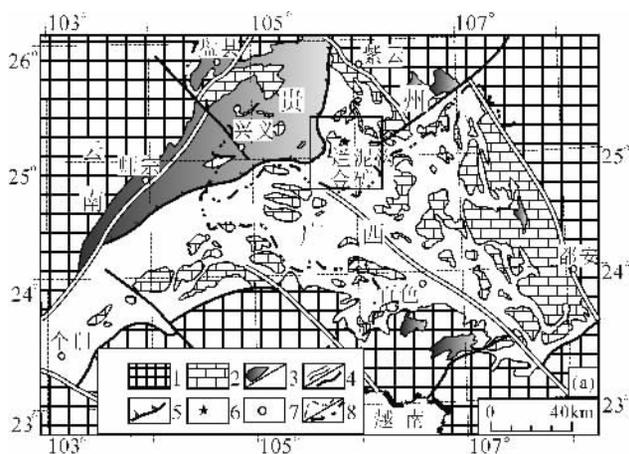


图1 贵州贞丰烂泥沟金矿区域构造位置图

Fig. 1 Regional geological map showing location of the Lannigou gold deposit, Zhenfeng, Guizhou

(a): 1—前三叠系;2—晚古生代孤立碳酸盐岩台地;3—三叠系台地相碳酸盐岩夹砂泥岩/三叠系盆地相浊积岩;4—区域大断层/一般断层;5—逆冲推覆构造;6—烂泥沟金矿;7—县市;8—省界/国界

(b): 1—石炭系碳酸盐岩;2—二叠系碳酸盐岩;3—三叠系台地相碳酸盐岩夹砂泥岩;4—三叠系盆地相浊积岩;5—一般断层/大断层;6—背斜;7—向斜;8—锦丰(烂泥沟)金矿/其他金矿床;9—县/乡

(a): 1—pre-Triassic; 2—carbonate rock platform of later Paleozoic; 3—carbonate rock and sand-mudstone of platform phase of Triassic/turbidite of basin phase of Triassic; 4—regional fault/fault; 5—nappe structure; 6—Lannigou gold deposit; 7—county or city; 8—province boundary/country boundary

(b): 1—carbonate rock of Carboniferous; 2—carbonate rock of Permian; 3—carbonate rock and sand-mudstone of platform phase of Triassic; 4—turbidite of basin phase of Triassic; 5—fault/ regional fault; 6—anticline; 7—syncline; 8—Lannigou / others gold deposit; 9—county/town

的小三角形构造变形区北部顶点(图 1)。该小三角形西部顶点还有板其和丫他两个中型金矿床, 南东顶点有百地小型金矿床。

矿区内出露地层主要为中三叠统许满组、尼罗组和边阳组, 主体岩性为深水盆地相陆源碎屑浊积岩。西部赖子山背斜为石炭系、二叠系及下三叠统, 岩性为台地相浅水碳酸盐岩及台缘相礁灰岩及盆缘斜坡相碳酸盐岩。

矿区范围无岩浆岩, 仅在矿区北北东直距 27km 远的贞丰县白层有燕山期偏碱性超基性岩小岩体出露。

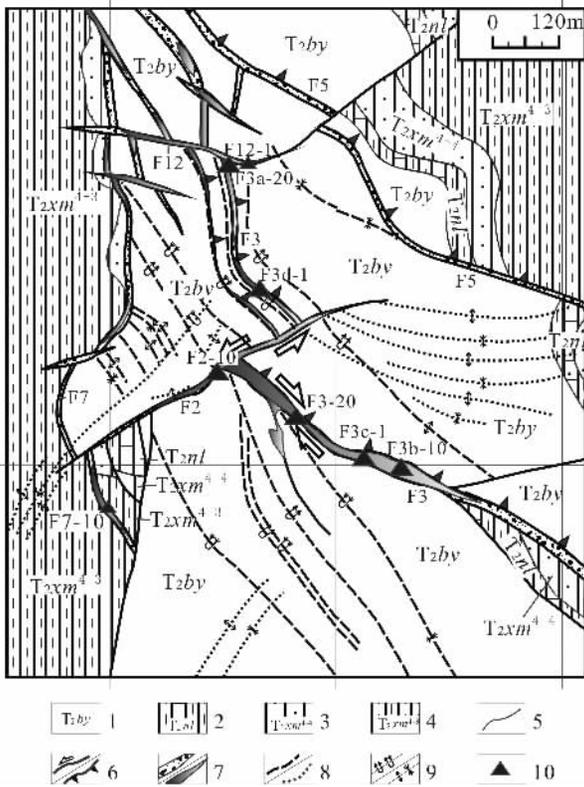


图 2 矿区简要地质及采样位置图

Fig. 2 Schematic geological map of the Lannigou gold deposit, Zhenfeng, Guizhou, showing the sampling location of pyrites

1—边阳组砂岩夹泥岩; 2—尼罗组泥岩夹瘤状灰岩; 3—许满组砂岩; 4—许满组泥岩; 5—地质界线; 6—走滑断层/逆冲断层; 7—破碎带/矿体; 8—第一期变形轴迹/第二期变形轴迹; 9—倒转背向斜/背向斜; 10—采样位置

1—sandstone and mudstone of Bianyang Formation; 2—mudstone with nodular limestone marker of Niluo Formation; 3—sandstone of Xuman Formation; 4—mudstone with minor sandstone of Xuman Formation; 5—geological boundary; 6—slip/thrust fault; 7—fracture zone / orebody; 8—axial trace of first/secondary phase deformation; 9—overtaken/normal anticline and syncline; 10—sampling location

矿区构造线可分为三组。其中南北向构造线主要为 F1、F7 断层, 这两条断层均为在同生断层基础上发展起来的长期活动断层。另外两组分别为北西向和北东向的断层和褶皱。北西向构造由强烈的倒转褶皱和逆冲断层(如 F3)组成; 北东向构造由宽缓状叠加褶皱和走滑断层组成(图 2)。

矿体主要赋存于北西向断层 F3 及其与北东向断层 F2 的交叉部位, 矿体形态受断层控制。赋矿岩石为许满组至边阳组的钙质细砂岩和泥岩。

蚀变类型主要为硅化、黄铁矿化、毒砂化、辉锑矿化、汞矿化、碳酸盐化、粘土化等, 其中普遍见到的是硅化和黄铁矿化。热液蚀变可归纳为四期, 第一期为沿原岩的胶结物和杂基进行交代的硅化和黄铁矿化, 形成他形细粒石英, 玉髓, 以及他形粒状、自形(立方晶体)黄铁矿; 第二期为主成矿期, 硅化作用较强烈, 形成不规则的他形微—细粒状石英, 沿原岩的胶结物和杂基进行普遍交代, 构成花岗变晶结构。伴随有大量的具五角十二面体晶形的自形粒状、半自形、他形粒状、浑圆状含砷黄铁矿和毛发状、针状毒砂。第三期硅化作用形成的石英表面洁净、颗粒较粗大、半自形—他形粒状。石英成不规则脉状穿插围岩。该期硅化作用伴随有铁白云石、方解石、辉锑矿和辰砂、雌黄、雄黄。该期热液蚀变不含矿, 但可能促使载金黄铁矿的再分配, 使黄铁矿沿裂隙面二次富集。第四期为呈脉状产出的石英脉和方解石脉, 不含矿, 切穿第一、二、三期石英。

矿石构造主要为浸染状构造, 表现为矿石中金属矿物含量较少, 并呈星点状、浸染状分布。次为脉状、网脉、条带状构造, 表现为石英、黄铁矿、毒砂等金属矿物沿节理裂隙形成网状、脉状、条带状构造。

金主要呈显微—一次显微状赋存于黄铁矿富砷环带中(吴秀群, 1992)。

## 2 样品的采集和处理

用于铼锱同位素分析的 9 件样品均采自烂泥沟矿床。由于该矿床正处于开发建设时期, 大量的露天剥离和公路、厂房建设开挖使得大量原生矿体暴露地表, 使我们有机会进行系统的采样。采样时主要考虑样品在横向上和纵向上的分布和矿石品位两个因素。即尽量将样品布置在不同断层控制的矿体中, 或同一矿体中不同的部位或标高(图 2, 表 1), 并兼顾不同的矿石品位。每一件矿石样品还同时采集标本和薄片样, 并进行了 Au、As、Sb、Hg、S 的分析,

表1 样品特征一览表

Table 1 Characteristics of the samples

| 样品编号   | 矿石类型 | Au<br>( $\times 10^{-6}$ ) | 标高<br>(m) | 采样位置           |
|--------|------|----------------------------|-----------|----------------|
| F3b-10 | 浸染状  | 8.04                       | 750       | F3—磺厂沟矿段露天采场   |
| F7-10  | 浸染状  | 2.52                       | 565       | F7—厂房建设开挖露头    |
| F3c-1  | 浸染状  | 9.96                       | 725       | F3—磺厂沟矿段露天采场   |
| F3d-1  | 浸染状  | 5.35                       | 680       | F3—冗半矿段公路开挖露头  |
| F3-20  | 浸染状  | 13.30                      | 635       | F3—磺厂沟矿段公路开挖露头 |
| F2-10  | 浸染状  | 9.38                       | 638       | F2—民采露天采场      |
| F14-1  | 浸染状  | 19.9                       | 520       | F14—林坛矿段民采露天采场 |
| F12-1  | 浸染状  | 3.90                       | 710       | F12—冗半矿段公路开挖露头 |
| F3a-20 | 浸染状  | 0.32                       | 678       | F3—冗半矿段公路开挖露头  |

其 Au 含量见表 1。

所有样品均为刚开挖出露的新鲜原生矿石。深灰色,浸染状构造或网脉构造。含砷黄铁矿呈浸染状产出,并有毒砂化,硅化。

野外采集每件矿石样品重约 10kg,送河北省区域地质调查研究院实验室进行含砷黄铁矿单矿物的挑选。黄铁矿分选流程如下:将矿石原样破碎 40 目以下,淘洗出重部分后先用强磁铁去除强磁部分,然后用电磁仪去除电磁部分,余下部分(含黄铁矿部分)上高频介电仪,电出部分即为黄铁矿部分。最后过 150 目筛后双目镜下人工挑纯。挑纯后每件单矿

物重 3g。

### 3 分析方法和流程

铼钨化学分离步骤和质谱测定由国家地质实验测试中心的 Re-Os 实验室完成,测试分析流程详见有关文献(杜安道等,1994,2001),现简述如下:

(1) 分解样品:准确称取待分析样品,通过长细颈漏斗加入到 Carius 管(一种高硼厚壁大玻璃安瓿瓶)底部。缓慢加液氮到有半杯乙醇的保温杯中,调节温度到摄氏  $-50 \sim -80^{\circ}\text{C}$ 。放装好样的 Carius 管到该保温杯中,通过长细颈漏斗把准确称取的  $^{185}\text{Re}$  和

$^{190}\text{Os}$  混合稀释剂加入到 Carius 管底部,再加入 5 mL 10 mol/L HCl, 15mL 16 mol/L  $\text{HNO}_3$ , 3 mL 30%  $\text{H}_2\text{O}_2$  当管底溶液冰冻后,用丙烷氧气火焰加热封好 carius 管的细颈部分。放入不锈钢套管内。轻轻放套管入鼓风机烘箱内,待回到室温后,逐渐升温到  $200^{\circ}\text{C}$ ,保温 24 h。在底部冷冻的情况下,打开 Carius tube,并用 40 mL 水将管中溶液转入蒸馏瓶中。

(2) 蒸馏分离钨:于  $105 \sim 110^{\circ}\text{C}$  蒸馏 50 min,用 10 mL 水吸收蒸出的  $\text{OsO}_4$ 。用于 ICPMS(等离

表2 贵州贞丰烂泥沟金矿 Re-Os 同位素测试数据

Table 2 Re-Os dating data of the Lannigou gold deposit, Zhenfeng, Guizhou

| 实验室<br>编号  | 野外编号   | 样重<br>(g) | Re (ng/g) |        | 普 Os (pg/g) |      | $^{187}\text{Os}$ (pg/g) |      | $n(^{187}\text{Re}) / n(^{188}\text{Os})$ |      | $n(^{187}\text{Os}) / n(^{188}\text{Os})$ |       |
|------------|--------|-----------|-----------|--------|-------------|------|--------------------------|------|---|------|---|-------|
|            |        |           | 测定值       | 不确定度   | 测定值         | 不确定度 | 测定值                      | 不确定度 | 测定值                                       | 不确定度 | 测定值                                       | 不确定度  |
| 051121-1*  | F3b-10 | 1.207     | 0.2174    | 0.0051 | 47.06       | 0.41 | 5.66                     | 0.12 | 22.09                                     | 0.55 | 0.92                                      | 0.02  |
| 051121-2   | F7-10  | 1.201     | 0.9173    | 0.0085 | 8.56        | 0.12 | 3.10                     | 0.06 | 512.51                                    | 8.39 | 2.76                                      | 0.06  |
| 051121-3   | F3c-1  | 1.201     | 0.1311    | 0.0018 | 24.54       | 0.32 | 3.80                     | 0.10 | 25.55                                     | 0.48 | 1.18                                      | 0.03  |
| 051121-4   | F3d-1  | 1.201     | 0.2504    | 0.0021 | 22.12       | 0.19 | 3.82                     | 0.06 | 54.14                                     | 0.65 | 1.31                                      | 0.02  |
| 051121-5   | F3-20  | 1.201     | 0.1257    | 0.0033 | 25.58       | 0.26 | 3.84                     | 0.07 | 23.50                                     | 0.67 | 1.14                                      | 0.02  |
| 051121-7*  | F14-1  | 0.503     | 0.0870    | 0.0017 | 8.30        | 0.21 | 1.08                     | 0.07 | 50.09                                     | 1.62 | 0.99                                      | 0.07  |
| 051121-8   | F12-1  | 1.200     | 0.1487    | 0.0039 | 25.54       | 0.23 | 4.19                     | 0.06 | 27.86                                     | 0.77 | 1.25                                      | 0.02  |
| 051121-9   | F3a-20 | 1.201     | 0.1508    | 0.0049 | 6.75        | 0.14 | 1.39                     | 0.06 | 106.85                                    | 4.10 | 1.56                                      | 0.07  |
| 051130-11* | F3b-10 | 0.690     | 0.1983    | 0.0057 | 40.84       | 0.64 | 4.35                     | 0.16 | 23.22                                     | 0.76 | 0.81                                      | 0.031 |
| 051130-12  | F7-10  | 0.846     | 1.233     | 0.013  | 9.11        | 0.24 | 3.87                     | 0.12 | 647.3                                     | 18.7 | 3.23                                      | 0.132 |
| 051130-13  | F3c-1  | 1.206     | 0.1286    | 0.0046 | 29.39       | 1.08 | 4.29                     | 0.28 | 20.93                                     | 1.07 | 1.11                                      | 0.08  |
| 051130-14  | F3d-1  | 1.202     | 0.2580    | 0.0056 | 30.29       | 0.58 | 5.01                     | 0.15 | 40.73                                     | 1.18 | 1.259                                     | 0.044 |
| 051130-15* | F3-20  | 1.200     | 0.1283    | 0.0034 | 41.17       | 0.56 | 5.07                     | 0.14 | 14.90                                     | 0.44 | 0.938                                     | 0.027 |
| 051130-16  | F2-10  | 1.206     | 0.1654    | 0.0047 | 60.4        | 1.1  | 9.98                     | 0.27 | 13.11                                     | 0.44 | 1.257                                     | 0.039 |
| 051130-17  | F12-1  | 1.200     | 0.4391    | 0.0472 | 33.50       | 0.73 | 5.61                     | 0.21 | 62.69                                     | 6.87 | 1.275                                     | 0.054 |
| 051130-18  | F3a-20 | 1.208     | 0.2132    | 0.0072 | 7.95        | 0.29 | 1.62                     | 0.08 | 128.2                                     | 6.3  | 1.548                                     | 0.092 |

注:① 分析者:屈文俊,曾法刚。② 上述结果是用电感耦合等离子体质谱仪 TJA X-series ICP-MS 进行测量而得到的。③ 普 Os 是根据 Nier 值的 Os 同位素丰度,通过  $n(^{192}\text{Os})/n(^{190}\text{Os})$  测量比计算得出,总  $n(^{187}\text{Os})$  是  $n(^{187}\text{Os})$  同位素总量。④ 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%。⑤  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  的不确定度包括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%。⑥ 实验室编号中右上角带“\*”者不参与拟合等时线。

子体质谱仪测定)测定 Os 同位素比值。将蒸馏残液倒入 150 mL Teflon 烧杯中待分离铼。

(3) 萃取分离 Re: 将第一次蒸馏残液置于电热板上, 加热近干。加少量水, 加热近干。重复两次以降低酸度。加入 10 ml 5 mol/L NaOH, 稍微加热, 转为碱性介质。加入 10 mL 丙酮, 振荡 5min 萃取 Re 后转入 50mL 聚丙烯离心管中, 离心, 然后取清液转入 120 mL Teflon 分液漏斗中。静止分相, 弃去水相。再加 2 mL 5 mol/L NaOH 溶液到分液漏斗中, 振荡 2 min, 洗去丙酮相中的杂质。弃去水相, 排丙酮到 150 mL 已加有 2mL 水的 Teflon 烧杯中。在电热板上 50℃ 加热以蒸发丙酮。加热溶液至干。加数滴浓硝酸和 30% 过氧化氢, 加热蒸干以除去残存的铼。用数毫升稀 HNO<sub>3</sub> 溶解残渣, 稀释到硝酸浓度为 2%。备 ICPMS 测定 Re 同位素比值。如含铼溶液中盐量超过 1 mg/mL, 需采用阳离子交换柱除去钠。

表 3 本次实验空白水平

Table 3 Blank level in this test

| 编号        | 原样名 | Re (pg) |      | 普 Os (pg) |       | <sup>187</sup> Os (pg) |      |
|-----------|-----|---------|------|-----------|-------|------------------------|------|
|           |     | 测定值     | 不确定度 | 测定值       | 不确定度  | 测定值                    | 不确定度 |
| 051130-21 | Bk  | 0.3     | 0.3  | 0.116     | 0.045 | 0.03                   | 0.01 |
| 051130-22 | Bk  | 1.2     | 0.4  | 0.446     | 0.019 | 0.05                   | 0.01 |

(4) 质谱测定: 采用美国 TJA 公司生产的 TJA X-series ICPMS 测定同位素比值。对于 Re: 选择质量数 185、187, 用 190 监测 Os。对于 Os: 选择质量数为 186、187、188、189、190、192。用 185 监测 Re。

## 4 分析结果

我们将所采样品分为两份, 分别在不同的时间进行测试, 测定的 Re 和 Os 的含量以及  $n(^{187}\text{Re})/n(^{188}\text{Os})$  和  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  值列于表 2 中。所测  $n(^{187}\text{Re})/n(^{188}\text{Os})$  和  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  值均扣除了全流程空白。本次实验全流程空白为  $\text{Re}=0.3\sim$

$1.2\text{ pg}$ ,  $\text{Os}=0.116\sim 0.446\text{ pg}$ ,  $^{187}\text{Os}=0.03\text{ pg}$ (表 3)。实验流程由 HLP(黄龙铺辉钼矿)监控, 测试结果在允许误差范围内(表 4)。因此本次分析结果数据是可信的。

从分析数据可知,  $\text{Re}=0.1257\sim 1.233\text{ ng/g}$ ,  $\text{Os}_{\text{普}}=0.00675\sim 0.03350\text{ ng/g}$ ,  $^{187}\text{Os}=0.00139\sim 0.00998\text{ ng/g}$ , 铼钼含量都很低, 分别为  $10^{-9}$  和  $10^{-12}$  级, 与辽东猫岭金矿中毒砂的铼钼含量情况一致(喻刚等, 2005), 但低于刘玉龙等(2005)对内蒙古白云鄂博稀土—铌—铁矿中黄铁矿所测数据一个数量级(表 5)。除 F7-10 号样品外, 各样品含量比较均匀, 在一个数量级内波动。F7-10 的  $\text{Re}$ ,  $n(^{187}\text{Re})/n(^{188}\text{Os})$  值比其他样品要高约 1 个数量级。

采用 Ludwig(1999)的 ISOPLOT (Version 2.90) 软件进行回归计算, 分别由 051121 全部数据, 051130 全部数据, 051121+051130 全部数据拟合所得的等时线年龄分别为  $204\pm 50\text{ Ma}$ ,  $207\pm 45\text{ Ma}$ ,  $206\pm 27\text{ Ma}$ , 但平均权重方差较大 ( $\text{MSWD}=81\sim 131$ ), 各数据点的线性关系不是很好, 推测其原因是由于含砷黄铁矿 Re、Os 含量低, 已接近测定限, 从而导致在实验过程中个别样品出现偶然误差。将全部数据中的 4 件样品剔除(表 2 中样品号带“\*”者), 其余 12 个数据拟合成一条等时线, 获得等时线年龄为  $193\pm 13\text{ Ma}$ (图 3), 初始  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  值为  $1.127\pm 0.043$ , 平均权重方差 ( $\text{MSWD}$ ) 为 9.4。相比之下, 其拟合所得的等时线质量较好 ( $\text{MSWD}$  值小), 故取该等时线年龄  $t=193\pm 13\text{ Ma}$  为该矿床形成年龄。

## 5 讨论

### 5.1 成矿时代

近十多年来, 许多研究者对滇黔桂“金三角”卡林型金矿成矿年代学进行了研究, 采用的测年方法有蚀变矿物及流体包裹体 Rb-Sr 法, 硫化物 Pb-Pb 法, 石英裂变径迹法等, 获得了 276~259、206、157

表 4 本次实验标准物质测定结果与国家标准对比表

Table 4 The comparison of the results from this test and those from national standard

| 编号             | 原样名 | 样重(g)   | Re (ng/g) |      | <sup>187</sup> Os (ng/g) |      | 模式年龄(Ma) |      | 备注   |
|----------------|-----|---------|-----------|------|--------------------------|------|----------|------|------|
|                |     |         | 测定值       | 不确定度 | 测定值                      | 不确定度 | 测定值      | 不确定度 |      |
| 051121-12      | HLP | 0.00501 | 281039    | 2338 | 644.2                    | 4.9  | 218.5    | 2.6  | 本次测试 |
| GBW04435 (HLP) | —   | —       | 283800    | 6200 | 659.0                    | 14   | 221.4    | 5.6  | 国家标准 |

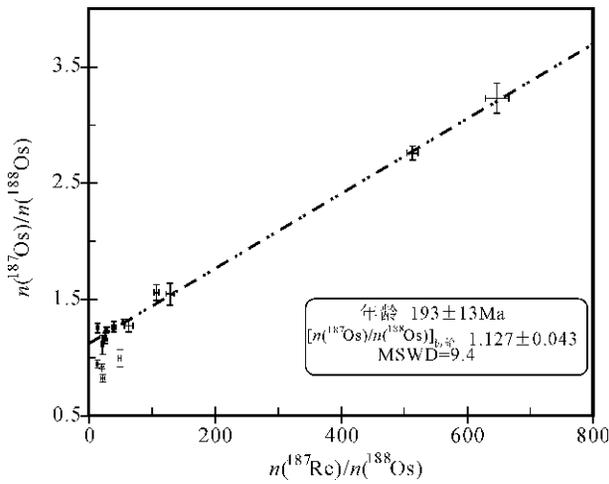


图3 贵州贞丰烂泥沟金矿 Re-Os 等时线图 (细断线为表2中样品号带“\*”者数据的样品,未参与拟合等时线)

Fig. 3. Re-Os isochrones of the Lannigou gold deposit, Zhenfeng, Guizhou

~82 Ma 等三组数据(陈懋弘等,2006b)。由于上述三种测年方法的可靠性均有较大的争议(刘建明等,1998),且不同矿床之间年龄分歧较大,甚至同一矿床采用不同的定年方法得出了十分悬殊的成矿年龄。因此,滇黔桂“金三角”卡林型金矿尚缺乏令人信服的高精度成矿年龄数据。

烂泥沟金矿也不例外,该矿床分别采用 Rb-Sr 法和石英的裂变径迹法获得了 259 ± 27, 105.6, 82 ~ 83Ma 等三组数据。胡瑞忠等(1995)对其获得的 259 ± 27Ma 数据解释为成矿初始流体(古流体)的年龄,并认为这些古流体在向金的成矿流体演化过程中 Rb-Sr 体系保持不变,流体包裹体年龄不代表成矿年龄。成矿年代应大致在 140 ~ 75Ma 之间,相当于燕山晚期,与岩浆活动有关。苏文超等(1998)利用同样的数据,并重新筛选和补充样品,获得一条新的等时线年龄 105.6 Ma,并认为该数据代表了金矿化的时间。张峰等(1992)用石英裂变径迹法测得黄铁矿—石英脉中石英的年龄值为 82 ~ 83Ma,并

认为代表了成矿时代的上限值。目前多数学者把滇黔桂卡林型金矿的成矿时间与燕山运动联系起来,认为与造山后的伸展及相关的幔源基性—超基性岩浆活动有关。

本文采用主要载金矿物含砷黄铁矿进行 Re-Os 测年,获得 193 ± 13 Ma 的数据,该数据与前人明显不同,现探讨如下:

5.1.1 分析测试手段

金属硫化物 Re-Os 法可以直接测定金属矿床的成矿年龄,是目前金属矿床定年最有效的方法之一。而蚀变矿物及流体包裹体 Rb-Sr 法,石英裂变径迹法等均是间接确定金属矿床成矿的方法。因此,从方法学而言,载金矿物含砷黄铁矿 Re-Os 法直接表述了成矿年龄,相比其他方法更为接近真实。

5.1.2 测年矿物的选择

含砷黄铁矿占矿石中金属矿物相对含量的 82.46%,是本矿床最主要的载金矿物。研究表明,金的嵌存状态有两种,即包裹金和粒间金。前者占 81.89%,后者占 18.11%。在 81.89%的包裹金中,含砷黄铁矿包裹自然金为 52.28%,毒砂包裹金为 5.72%(吴秀群,1992)。因此,从载金矿物的角度,含砷黄铁矿是最佳的测年矿物。

前人资料(吴秀群,1992)和我们最近对矿石中含砷黄铁矿的电子探针显微扫描分析(EPMA)(另文待发)表明,矿石中主要存在两种含金黄铁矿。一种是细粒的环带不发育的含金黄铁矿,另一种是颗粒较大的具环带构造的含金黄铁矿。细粒含金黄铁矿的特征同大颗粒的黄铁矿环带一样,具高 As 低 S 特点,Au 可高达 1500 × 10<sup>-6</sup>,是主成矿期热液成因的。颗粒较大的含金矿环带状黄铁矿稍显复杂,它是在以同生黄铁矿或第一期热液黄铁矿为核心的基础上经强烈改造生长起来的,且部分核部相比环带而言很小。同时,部分样品 Au 的扫描环带不明显(图4),说明热液活动已经渗入到同生黄铁矿中。这两个特征表明,同生黄铁矿和第一期热液黄铁矿结构构造已完全改变,并形成新生的含砷黄铁矿。

表5 贵州贞丰烂泥沟金矿与部分壳源矿床 Re-Os 分析结果对比表

Table 5 The Re-Os dating data comparion of the Lannigou deposit and others crust originated

| 矿床名称    | 测试对象  | Re (ng/g)    | Os (ng/g)       | $\frac{n(^{187}\text{Re})}{n(^{188}\text{Os})}$ | 初始 $\frac{n(^{187}\text{Os})}{n(^{188}\text{Os})}$ | 等时线年龄 (Ma) | 矿质来源 | 资料来源      |
|---------|-------|--------------|-----------------|---|--|------------|------|-----------|
| 贞丰烂泥沟金矿 | 含砷黄铁矿 | 0.1257~1.233 | 0.00675~0.03350 | 13.11~647.3                                     | 1.127 ± 0.043                                      | 193 ± 13   | 壳源   | 本文        |
| 辽东猫岭金矿  | 毒砂    | 0.83~6.41    | 0.046~0.210     | 72.04~530.3                                     | 1.32 ± 0.48  | 2316 ± 140 | 壳源   | 喻刚等,2005  |
| 白云鄂博矿床  | 黄铁矿   | 16.43~29.06  | 0.1096~0.1576   | 2931~6250                                       | 1.5 ± 6.4  | 439 ± 86   | 壳源   | 刘玉龙等,2005 |

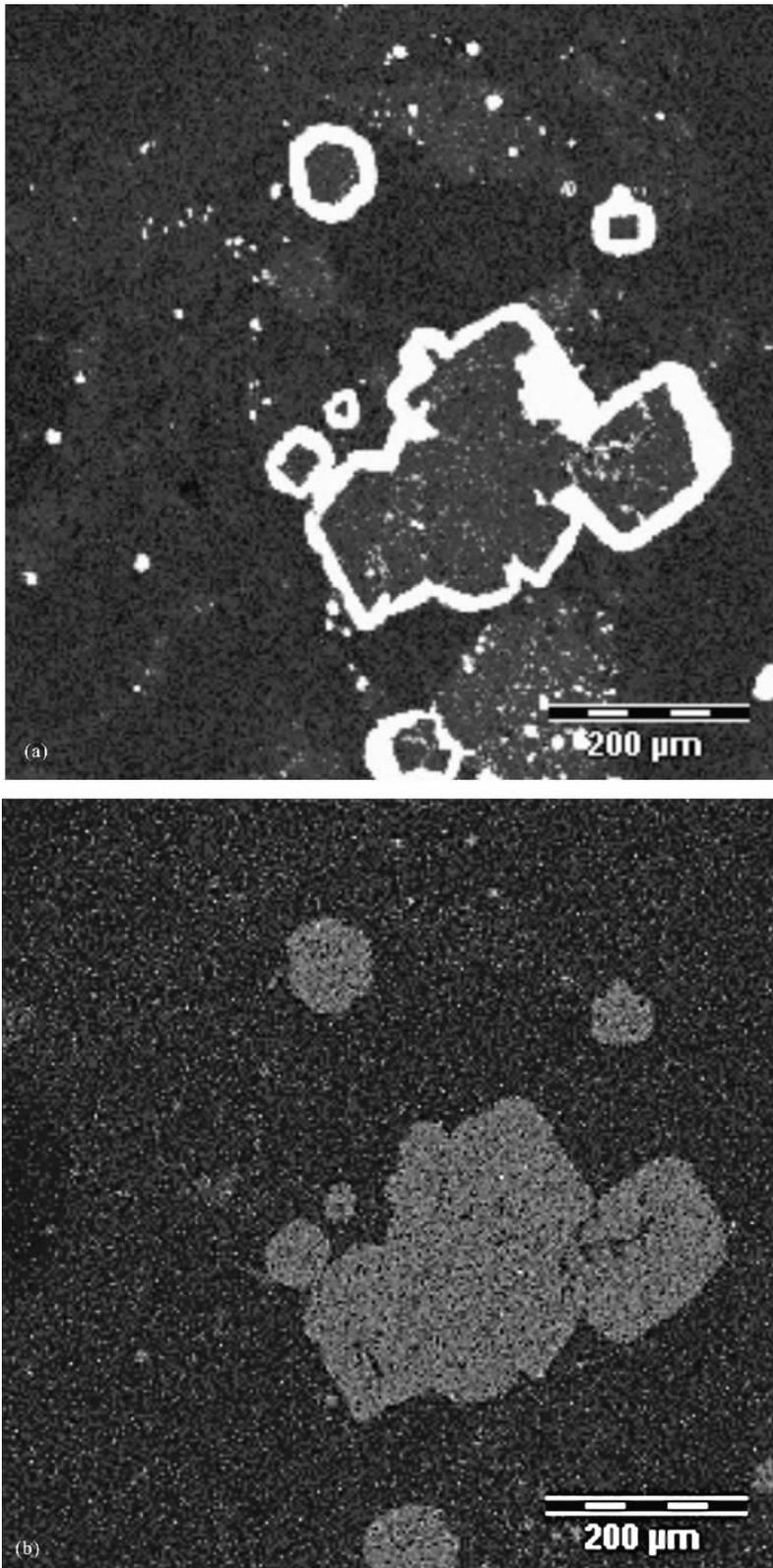


图 4 含砷黄铁矿的 As(a)、Au(b)电子探针显微元素图像  
(据 Douglas R Mason<sup>①</sup>)

Fig. 4 Photos of As(a), Au(b) by EPMA for arsenian pyrite crystals from the Lannigou gold deposit  
(After Douglas R Mason, 2006<sup>①</sup>)

虽然目前对 Re-Os 测年中黄铁矿的封闭温度暂无研究成果,但既然新生含砷黄铁矿已经形成,根据封闭温度小于结晶温度的原理,可以判断其同位素时钟均已重置。因此,从矿石中挑选出的含砷黄铁矿,不论是细粒无环带的,还是颗粒相对较大具环带构造的含砷黄铁矿,均应代表了主成矿期的形成年代。

### 5.1.3 矿床地质特征

矿区填图表明该区经历了两次最主要的构造变形,即印支造山期的挤压和随后的伸展。造山期挤压( $T_3$ )由于受近南北向长椭圆形赖子山台地(砥柱)的影响,挤压方向由东→西逐渐转为北东→南西,形成了矿区最为明显的近南北和北西向构造线,即强烈的倒转褶皱(枢纽近水平)和逆冲断层( $F_3$ ),以及配套的北东向右旋剪切断层( $F_2$ )。造山后伸展(J—K)由于近南北向的挤压(或近东西向的拉伸),一方面使造山期形成的褶皱发生重褶,形成走向北东的叠加褶皱,枢纽倾向随早期褶皱的层理变化而变化;另一方面随着构造应力在造山期形成的近“X”型断裂系上的分配,形成南北向的挤压区和东西向的拉张区。由于西部为赖子山砥柱,故主要向东拉张,导致  $F_3$  的右旋—正滑运动(参见图 1 和图 2)。  $F_3$  断层上下盘附近出现的轴面平行于断层,枢纽近直立的倾竖褶皱非常直观地指示了这一运动学特征。此时矿液沿着右旋拉张形成的减压扩容区沉淀就位。本次测年获得的数据与这一构造成矿模式基本吻合。

另外,热液蚀变和矿化阶段研究表明,石英—方解石脉阶段属于主成矿阶段之后的第三或第四阶段,因此用其获得的成矿年龄可能偏晚。本文利用载金矿物黄铁矿直接获得的成矿年龄为  $193 \pm 13 \text{Ma}$ ,老于用石英,方解石获得的  $105.6 \sim 82 \text{Ma}$  年龄,晚于赋矿围岩成岩年龄(中—上三叠统为  $205 \sim 241 \text{Ma}$ )(全国地层委员会,2002),与地质事实相吻合。

综上所述,我们认为本文所测数据  $193 \pm 13\text{Ma}$  与地质特征基本吻合,可能反映了金的成矿时间为印支期挤压造山向燕山期拉伸的构造转换期。

## 5.2 成矿物质来源

对于滇黔桂卡林型金矿的流体特征和成矿物质来源,历来争议较大。总结前人资料,大致有两种观点,一是认为来源于盆地流体,二是认为来源于与基性—超基性岩浆岩有关的幔源流体。

由于绝大多数矿床与岩浆岩没有明显的联系,因此大多数学者认为成矿物质来源于右江盆地,成矿流体为富含矿质的盆地流体(刘东升等,1987;韩至钧等,1996)。近年来,盆地流体成矿研究取得了许多进展,如刘建明等(1997,2001)根据同生沉积—准同生成岩特征和同位素特征,认为成矿发生在沉积物沉积和成岩期间,而非某次后期地质—热事件的产物。各种后生成矿特征是对已有矿床的改造。明确反对后生热液成矿的主导观点。王国芝等(2002)也认为右江盆地卡林型金矿成矿流体为富含矿质的盆地流体,但认为是燕山晚期大规模的同源流体流动引起了大面积的低温成矿作用和硅化。

但也有研究者提出与基性—超基性岩浆岩有关的幔源流体参与成矿的可能性。如一些学者认为成矿与峨眉山玄武岩喷发有关,物质来源于晚二叠世,如杨科伍(1992),王国田(1989),等。另外一些学者认为与燕山期岩石圈伸展形成的幔源基性岩有关,如范军等(1997),朱赖民等(1998)。刘显凡等(1998a,1999)通过系统的包裹体成分、热力学和同位素地球化学研究,以及通过对比围岩,矿石和相关火成岩的常量元素、微量元素和稀土配分模式;矿石、围岩和石英脉的硅质阴极发光特征(刘显凡等,1998b);苏文超等(2001)通过研究石英流体包裹体中的 Co、Ni、Cu、Pb、Zn、Pt 等微量元素特征,均认为成矿物质来源于上地幔分异的成矿流体。苏文超(2000)利用 Sr 同位素示踪,发现黔西南烂泥沟、金牙、丹寨矿床成矿流体的  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  为 0.7101,普遍低于成矿时赋矿围岩的 0.7124,并据此认为成矿物质的幔源成因。

研究表明,由于 Re、Os 均具有较高的硫化物熔体/硅酸盐熔体分配系数( $D \gg 100$ ),皆在不混溶硫化物岩浆中富集,因此 Re-Os 同位素体系是硫化物成矿作用有效的示踪器(Foster et al., 1996;李红艳等,1996; Lambert et al., 1999;毛景文等,2001a,2001b)。同时,Re 与 Os 在地幔和地壳间表现出显著的分馏,Re 是中等不相容元素,易于从地

幔分配到岩浆液相中,而 Os 是高度相容元素,强烈趋向与保持在地幔中,因此,Re-Os 同位素体系还是成矿过程地壳物质混入程度灵敏的指示剂(陈岳龙等,2005)。

本次工作由等时线得到的初始  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  值为  $1.127 \pm 0.043$ ,显然高于地幔 Os 的比值范围(地幔的  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  值约为 0.12~0.13(Shirey et al., 1998)),而与辽东猫岭金矿中载金毒砂,内蒙古白云鄂博稀土—钨—铁矿中晚期黄铁矿的比值相近(表 5),指示锦丰(烂泥沟)金矿成矿物质主要是地壳来源,而不是地幔来源。

Arne 等(2001)和 Stein 等(2000)报道的 Re-Os 定年的硫化物属壳源成因,其中黄铁矿 Re-Os 体系的特征是:非常低的 Os 和很高的  $n(^{187}\text{Re})/n(^{188}\text{Os})$  值,即所谓低含量高放射成因 Os (LLHR),本次工作的黄铁矿与其相似,具有明显的壳源特征。

因此,Re-Os 同位素结果支持成矿物质来源于地壳的结论,即成矿物质主要来源于盆地本身,含矿流体为盆地流体;幔源物质对成矿贡献不大。

## 5.3 成矿模式及其动力学背景

很早以来就有研究者把滇黔桂卡林型金矿与右江盆地的碰撞造山联系起来。例如,韩至钧等(1996,1999),李甫安(1990)认为金成矿年龄长达 100Ma,与整个右江盆地的裂解—碰撞造山有关,王砚耕等(1994)总结为“陆内碰撞造山带金矿”;国家辉等(1992)根据桂西北高龙、金牙金矿外围出露的中酸性岩脉及推测隐伏花岗岩体,也认为金矿与以挤压为主的碰撞造山有关。

而近年来盆地流体动力学和有机质的研究表明,滇黔桂“金三角”卡林型金矿的成因与烃类的形成过程十分类似(李九玲等,1996)。早在 1997 年,刘建明即提出了盆地流体成因,并认为成矿时间贯穿整个盆地的形成和发展演化过程。随后,刘建明等(2001),王国芝等(2002)又提出了盆地流体的流动轨迹和流动模式,认为盆地同源流体的流动方向是由(台间)盆地流向(孤立)台地。同生断层和古岩溶不整合面是流体垂向和侧向流动的主要通道。

本次获得烂泥沟金矿载金矿物含砷黄铁矿  $193 \pm 13\text{Ma}$  年龄和初始  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  值  $1.127 \pm 0.043$ ,为此类金矿的盆地流体成因提供了时间上和物源上的注解。本文尝试结合矿区构造解析,提出一个初步的流体—构造成因模式。

自早泥盆世晚期到中三叠世,右江盆地裂解下

沉,不断接受陆源碎屑和火山物质沉积。刘建明等(1997)曾形象的把盆地流体加沉积物颗粒体系比喻为现代选矿工艺中的浸泡池。盆地流体扮演着浸泡液的角色,不断的从沉积物中萃取出包括金在内的成矿组分,形成含矿流体。沉积压实过程中,由于构造闭圈和泥质隔水屏蔽层的存在,含矿流体相对富集,在有利地段形成超压流体囊,使金等成矿物质预富集(图 5a)。

晚三叠世,右江盆地碰撞造山。造山过程类似于对充满水的海绵进行挤压。当我们用手以三角形对此海绵挤压时,流体必然向三角形的三个顶点流动。祁士华等(1999)利用流体势理论和计算机模拟技术证明了流体在异常压力下趋向于台地弧形断裂的弧顶位置聚集。这很好地解释了前述“小金三角”的三个端点都有中—大型金矿分布的原因。由于台地相碳酸盐岩与盆地相砂泥岩之间的不整合接触面和台地边缘的同生断层均是力学上的软弱带和力学性质转换带,构造变形和流体均趋向于向此发展。随着挤压的进一步发展,孤立台地边缘的同生断裂附近差异性褶皱变形更为强烈,形成大量的倒转褶皱和逆冲断层,如矿区的 F3 断层(图 5-b)。此时强烈的褶皱和断层作用可能导致超压流体囊破裂,含矿流体沿不整合接触面和同生断层向上运动。由于断层的挤压性质,流体的活动有限,推测此时还不能大规模成矿。

早侏罗世,造山运动结束,区域构造应力场即由挤压向伸展过渡。在南北向压应力作用下,F3 发生右旋—正滑运动,F3 断裂本身及其与 F2 的接合部位拉张,形成良好的减压扩容空间,含矿流体沿不整合面和同生断裂进入这些空间大量沉淀就位(图 5c),从而形成超大型金矿床。

上述模式表明,滇黔桂“金三角”卡林型金矿与右江盆地的形成、发展和碰撞造山及造山后伸展有十分密切的联系。含矿流体的形成和聚集与盆地形成和碰撞过程有关,成矿物质的沉淀却就位发生于造山后的伸展期,属于后碰撞造山成矿作用的产物。此模式不同于美国卡林型金矿的成矿构造背景(活动大陆边缘造山带弧后伸展盆地)(Hofstra et al., 2000; Bettles, 2002),而与我国西秦岭卡林型金矿在成矿时间和构造背景上十分相似(陈衍景等, 2004),为造山带后碰撞的产物。不同的是西秦岭位于秦岭造山带,而滇黔桂位于松马造山带的东北侧。这两个造山带都是印支期碰撞造山,侏罗纪开始伸展。

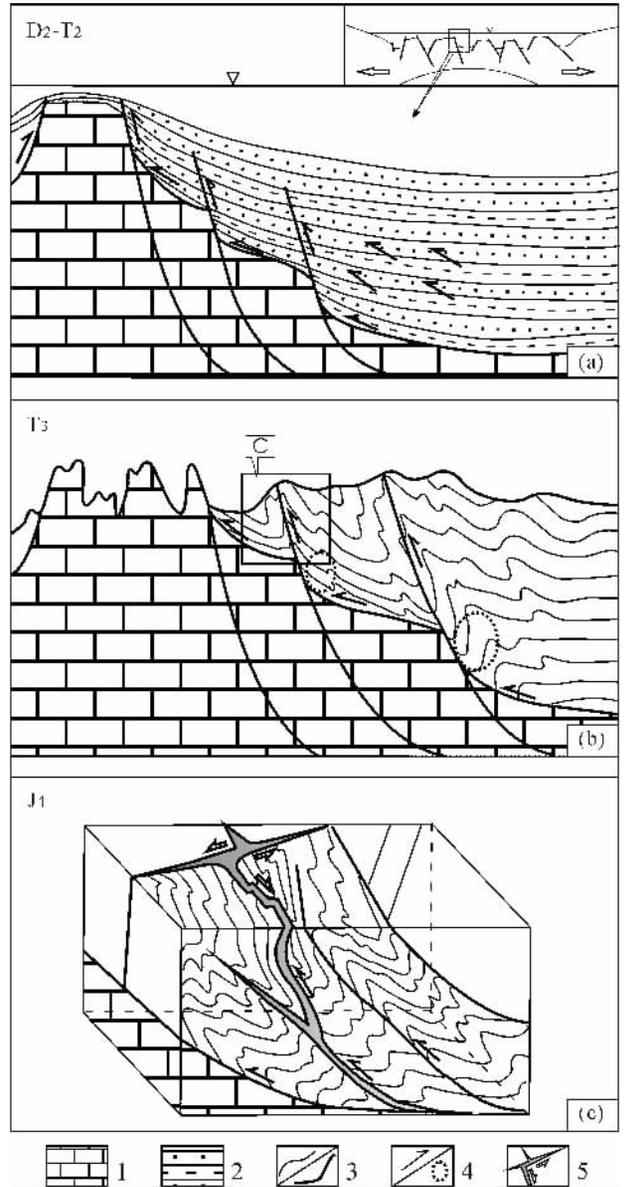


图 5 贵州贞丰烂泥沟金矿成因模型

Fig. 5 Genetic model of the Lannigou gold deposit, Zhenfeng, Guizhou

- 1— 碳酸盐岩台地; 2— 盆地相砂岩和泥岩; 3— 岩层/断层; 4— 流体运移路径/含矿超压流体囊; 5— 矿体及断层运动方向  
1— carbonate rock of platform; 2— sandstone and mudstone of basin phase; 3— rock layer/fault; 4— flow path of fluid/ore-containing super-compress fluid tank; 5— orebody and fault movement direction

## 6 结论

(1)对贵州贞丰烂泥沟(锦丰)金矿 9 个含金砷黄铁矿的 Re-Os 同位素精确测年,成功获得  $10^{-9} \sim 10^{-12}$  级 Re-Os 同位素数据:Re 0.1257~1.233 ng/g, Os 0.00675~0.03350 ng/g,加权拟合的 Re-Os

等时线年龄为  $193 \pm 13$  Ma, 反映其成矿时代为早侏罗世。

(2) 含砷黄铁矿样品具有较高的等时线初始  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  值 ( $1.127 \pm 0.043$ ), 指示其成矿物质来源于地壳而不是地幔。

(3) 据此推断的矿床流体—构造成因模式为: 沉积过程中盆地流体不断的从沉积物中萃取出包括金在内的成矿组分, 形成含矿流体; 印支期挤压造山期间, 含矿流体沿不整合接触面和同生断层向上运动; 造山后的伸展导致含矿流体进入减压扩容空间沉淀形成超大型金矿床。成矿作用发生在从印支期挤压造山向燕山期伸展转变的构造转换期。该模式与本文得到的成矿年龄和初始比值相吻合。

致谢: 感谢李晓峰博士, 谢桂青博士, 叶会寿博士, 陆刚工程师的讨论。野外工作期间, 得到了贵州锦丰矿业有限公司地质部方策、陈文斌、吕思灏、宋正刚及其他员工的大力支持, 谨致谢忱。

## 注 释

- ① Sino Gold Mining Limited. 15/Feb./2006. Announcements; Sino gold announces Jinfeng resource exceeds 4 million ounces gold [EB/OL]. <http://sinogold.com.au>.
- ② Douglas R Mason. 2006. Petrographic and Mineralogic Studies of Four Drill Core Samples from Jinfeng Gold Mine, Guizhou Province, China. Report No:3160, Mason Geoscience Pty Ltd.

## 参 考 文 献 / References

- 陈开礼. 2000. 桂西古侵蚀沉积间断面型金矿床. 广西地质, 13(4): 19~23.
- 陈懋弘, 梁金城, 张桂林, 李文杰, 潘罗忠, 李容森. 2006a. 加里东期扬子板块与华夏板块西南段分界线的岩相古地理制约. 高校地质学报, 12(1): 111~122.
- 陈懋弘, 毛景文, 吴六灵, Uttley P J, 郑建民, 秦运忠. 2006b. 滇黔桂矿集区微细浸染型金矿成矿年代学研究. 桂林工学院学报, 26(3): 334~340.
- 陈衍景, 张静, 张复新, Franco PIRAJNO, 李超. 2004. 西秦岭地区卡林一类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式. 地质论评, 50(2): 134~152.
- 陈岳龙, 杨忠芳, 赵志丹. 2005. 同位素地质年代学与地球化学. 北京: 地质出版社, 117~131.
- 程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京: 地质出版社, 448~476.
- 杜安道, 何红蓼, 殷宁万, 邹晓秋, 孙亚利, 孙德忠, 陈少珍, 屈文俊. 1994. 辉钼矿的铼—钨同位素地质年龄测定方法研究. 地质学报, 68(4): 339~347.
- 杜安道, 赵敦敏, 王淑贤, 孙德忠, 刘敦一. 2001. Carius管溶样和负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿铼—钨同位素地质年龄. 岩矿测试, 20(4): 247~252.
- 范军, 肖荣阁. 1997. 矿床及其组合是地壳演化的标志物—右江褶皱的确发生、发展与滇黔桂卡林型金矿关系探讨. 矿物学报, 17(4): 457~462.
- 广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 200~352.
- 贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志. 北京: 地质出版社, 145~398.
- 国家辉, 黄德保, 施立达, 等. 1992. 桂西北超微粒型金矿及其成矿和找矿模式. 北京: 地震出版社, 1~136.
- 韩至钧, 盛学庸. 1996. 黔西南金矿及其成矿模式. 贵州地质, 13(2): 146~153.
- 韩至钧, 王砚耕, 冯济舟, 陈潭钧, 刘远辉. 1999. 黔西南金矿地质与勘探. 贵阳: 贵州科技出版社, 1~69.
- 胡瑞忠, 苏文超, 毕献武, 李泽琴. 1995. 滇黔桂三角区微细浸染型金矿床成矿热液一种可能的演化途径: 年代学证据. 矿物学报, 15(2): 144~149.
- 李甫安. 1990. 桂西北主要金矿床地质特征. 广西地质, 3(3): 49~64.
- 李红艳, 毛景文, 孙亚利, 邹晓秋, 何红蓼, 杜安道. 1996. 柿竹园钨多金属矿床的 Re-Os 同位素等时线年龄研究. 地质论评, 42(3): 261~267.
- 李九玲, 元锋, 徐庆生. 1996. 微细浸染型(卡林型)金矿成矿过程中碳和有机质的作用. 矿床地质, 15(3): 193~206.
- 刘东升, 耿文辉. 1987. 我国卡林型金矿的地质特征、成因及找矿方向. 地质与勘探, 23(12): 1~12.
- 刘建明, 刘家军. 1997. 滇黔桂“金三角”区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式. 矿物学报, 17(4): 448~456.
- 刘建明, 赵善仁, 沈洁, 姜能, 霍卫国. 1998. 成矿流体活动的同位素定年方法评述. 地球物理学进展, 13(3): 46~55.
- 刘建明, 叶杰, 刘家军, 顾雪祥. 2001. 论我国微细浸染型金矿床与沉积盆地演化的关系—以右江盆地为例. 矿床地质, 20(4): 367~377.
- 刘显凡, 朱赖民, 金景福, 倪师军. 1998a. 微细浸染型金矿微量元素地球化学特征与深部物质来源示踪——以滇黔桂三角区金矿为例. 贵金属地质, 7(1): 48~57.
- 刘显凡, 倪师军, 卢秋霞, 朱赖民. 1998b. 微细浸染型金矿成矿物源的硅同位素地球化学示踪——以黔西南和桂西北金矿为例. 黄金科学技术, 6(2): 18~26.
- 刘显凡, 苏文超, 朱赖民. 1999. 滇黔桂微细粒浸染型金矿深源流体成矿机理探讨. 地质与勘探, 35(1): 14~19.
- 刘玉龙, 杨刚, 陈江峰, 杜安道, 谢智. 2005. 白云鄂博超大型稀土—铀—铁矿床黄铁矿 Re-Os 定年. 科学通报, 50(02): 172~175.
- 柳淮之, 钟白云, 姚明. 1986. 右江裂谷初探. 桂林冶金地质学院学报, 6(1): 9~19.
- 吕洪波, 章雨旭, 夏邦栋, 等. 2003. 南盘江盆地中三叠统复理石中的同沉积挤压构造——一类新的沉积构造的归类、命名和构造意义探讨. 地质论评, 49(5): 449~456.
- 毛景文, 杜安道. 2001a. 广西宝坛地区铜镍硫化物矿石 982Ma Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 中国科学(D辑), 31(12): 992~998.
- 毛景文, 张光弟, 杜安道, 王义天, 曾明果. 2001b. 遵义黄家湾镍铂钨族元素矿床地质、地球化学和 Re-Os 同位素年龄测定——兼论华南寒武系底部黑色页岩多金属成矿作用. 地质学报, 75(2): 234~243.
- 毛景文, 杨建民, 屈文俊, 杜安道, 王志良, 韩春明. 2002. 新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义. 矿床地质, 21(4): 323~330.
- 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 张长青, 梅燕雄. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展. 地学前缘, 11(1): 45~55.
- 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 张作衡, 王义天, 王志良, 赵财胜, 杨富全, 李厚民. 2005a. 大陆动力学演化与成矿研究: 历史与现状——兼

- 论华南地区在地质历史演化期间大陆增生与成矿作用. 矿床地质, 24(3):193~205.
- 毛景文, 李晓峰, 李厚民, 屈晓明, 张长青, 薛春纪, 王志良, 余金杰, 张作衡, 丰成友, 王瑞廷. 2005b. 中国造山带内生金属矿床类型、特点和成矿过程探讨. 地质学报, 79(3):342~372.
- 祈士华, 殷鸿福, 柳建华. 1999. 广西金牙金矿含金流体的动力学迁移. 地球科学——中国地质大学学报, 24(3):308~311.
- 覃建雄, 陈洪德, 田景春, 等. 2000. 右江盆地层序充填序列与古特提斯海再造. 地球学报, 21(1):62~70.
- 屈文俊, 杜安道. 2003. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确测定辉钼矿铼—钨地质年龄. 岩矿测试, 22(4):254~257.
- 全国地层委员会. 2002. 中国区域年代地层(地质年代)表说明书. 北京:地质出版社, 60~62.
- 苏文超, 杨科佑, 胡瑞忠, 陈丰. 1998. 中国西南部卡林型金矿床流体包裹体年代学研究——以贵州烂泥沟大型卡林型金矿床为例. 矿物学报, 1998, 18(3):359~362.
- 苏文超, 胡瑞忠, 彭建堂, 方维萱. 2000. 滇黔桂地区卡林型金矿床物质来源的锶同位素证据. 矿物岩石地球化学通报, 19(4):256~259.
- 苏文超, 胡瑞忠, 漆亮, 方维萱. 2001. 黔西南卡林型金矿床流体包裹体微量元素研究. 地球化学, 30(6):512~516.
- 王国田. 1989. 桂西北微细粒浸染型金牙金矿床形成机理初探. 广西地质, 2(2):15~24.
- 王国芝, 胡瑞忠, 苏文超, 朱赖民. 2002. 滇黔桂地区右江盆地流体流动与成矿作用. 中国科学(D辑), 32(增刊):78~86.
- 王砚耕, 索书田, 张明发. 1994. 黔西南构造与卡林型金矿. 北京:地质出版社, 1~60.
- 吴根耀, 马力, 钟大贵, 吴浩若, 季建清, 邝国敦, 徐克定. 2001. 滇桂交界区印支期增生弧型造山带:兼论与造山作用耦合的盆地演化. 石油实验地质, 23(1):1~10.
- 吴浩若. 2003. 晚古生代—三叠纪南盘江海的构造古地理问题. 古地理学报, 5(1):63~76.
- 吴秀群. 1992. 烂泥沟金矿金赋存状态及工艺特性研究. 黄金, 13(6):11~16.
- 杨刚, 陈江峰, 杜安道, 屈文俊, 喻刚. 2004. 安徽铜陵老鸦岭含钼碳质页岩的 Re-Os 定年. 科学通报, 49(12):1205~1208.
- 杨刚, 杜安道, 卢记仁, 屈文俊, 陈江峰. 2005. 金川镍—铜—铂矿床硫化物矿石的 Re~Os(ICP-MS)定年. 中国科学(D辑), 35(3):241~245.
- 杨科佑. 1992. 戈塘式金矿床之成因及找矿远景初探——兼论紫木幽式金矿. 贵州地质, 9(3):299~306.
- 喻刚, 杨刚, 陈江峰, 屈文俊, 杜安道, 何畏. 2005. 辽东猫岭金矿中含金毒砂的 Re-Os 年龄及地质意义. 科学通报, 50(12):1248~1252.
- 曾允孚, 刘文均, 陈洪德. 1993. 华南右江盆地沉积改造演化. 北京:地质出版社, 1~102.
- 张峰, 杨科佑. 1992. 黔西南微细浸染金矿裂变径迹成矿时代研究. 科学通报, 27(17):1593~1595.
- 张作衡, 柴凤梅, 杜安道, 张招崇, 闫升好, 杨建民, 屈文俊, 王志良. 2005. 新疆克拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测年及成矿物质来源示踪. 岩石矿物学杂志, 24(4):285~293.
- 朱赖民, 金景福, 何明友, 胡瑞忠, 刘显凡. 1998. 黔西南微细粒浸染型金矿床深部物质来源的同位素地球化学研究. 长春科技大学学报, 28(1):37~42.
- Arne D C, Bierlein F P, Morgan J W, and Stein H J. 2001. Re-Os dating of sulfides associated with gold mineralization in central Victoria, Australia. Economic Geology, 96:1455~1459.
- Bettles K. 2002. Exploration and geology, 1962~2002, at the goldstrike property, Carlin Trend, Nevada. In: Goldfarb R J and Nielsen R L, eds. Integrated methods for discovery: Global exploration in the twenty-first century. USGS Special Publication, 9:275~298.
- Foster J G, Lambert D D, Frick L R, Mass R. 1996. Re-Os isotopic evidence for genesis of Archaean nickel ores from uncontaminated komatiites. Nature, 382:703~706.
- Frei R, Nagler Th F, Schonberg R, Kramers J D. 1998. Re-Os, Sm-Nd, U-Pb, and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: Genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62:1925~1936.
- Hofstra A H and Cline J S. 2000. Characteristics and models for Carlintype gold deposits. In: Hagemann S G and Brown P E, eds. Gold in 2000. Reviews in Economy Geology, 13:163~220.
- Lambert D D, Foster J G, Frick L R, Mass R. 1999. Re-Os isotopic systematics of the Voisey's Bay Ni—Cu—Co magmatic ore system, Labrador, Canada. Lithos, 47:69~88.
- Ludwig K. 1999. Isoplot/Ex, Version 2.0: A geochronological toolkit for Microsoft excel. Berkeley: Geochronology Center Special Publication la.
- Shirey S B, Walker R J. 1998. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. Annual Review of Earth Planetary Sciences, 26:423~500.
- Stein H J, Sundblack K, Markey R J. 1998. Re-Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuttila, Finland and Proterozoic Molybdenite, Kabeliai, Lithuania: testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting. Mineral Deposit, 33:329~345.
- Stein H J, Morgan J W, Schersten A. 2000. Re-Os dating of Low-level highly radiogenic (LLHR) sulfides: The Harnas golds deposit, southwest Sweden, records continental-scale tectonic events. Economic Geology, 95:1657~1671.

## Re-Os Dating of Arsenian Pyrites from the Lannigou Gold Deposit, Zhenfeng, Guizhou Province, and Its Geological Significances

CHEN Maohong<sup>1,2)</sup>, MAO Jingwen<sup>1)</sup>, QU Wenjun<sup>3)</sup>, WU Liuling<sup>2,4)</sup>, Phillip J. UTTLEY<sup>2)</sup>,  
Tony NORMAN<sup>2)</sup>, ZHENG Jianmin<sup>5)</sup>, QIN Yunzhong<sup>4)</sup>

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037;*

2) *Sino Gold Mining Limited, Sydney, NSW 2000, Australia;*

3) *National Research Center of Geoanalysis, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037;*

4) *No. 271 Geology Team of Guangxi, Lingui, Guangxi, 541100;*

5) *China University of Geosciences, Beijing, 100083*

### Abstract

The Lannigou gold deposit, also be called Jinfeng gold deposit, is the largest known Carlin-type gold deposit in Yunnan—Guizhou—Guangxi triangle area in southwestern China. Orebodies are tightly confined to faults, known locally as the F3 and F2. The primary hosts mineral for Au are arsenian pyrites characterized by zonal structure. Re-Os dating on 9 arsenian pyrites from ores were analyzed in two times respectively, and yielded data as follows: Re range from 0.1257 to 1.233 ng/g, Os, from 6.75 to 33.50 pg/g. Corresponding isochron age is  $193 \pm 13$  Ma, which demonstrates mineralization age of gold was early Jurassic. Initial  $n(^{187}\text{Os})/n(^{188}\text{Os})$  rate is  $1.127 \pm 0.043$ , which suggests that the ore-forming materials originated from the crust, but not from the mantle. Genetic modal is proposed that basin fluid continuously extracted materials including Au from basin sediment, and then become ore-containing fluid. The ore-containing fluid moved upward along unconformity between basin and platform and contemporaneous faults during latter Triassic collisional compression. Ore-containing fluid came into decompressional dilatant zone and gold deposited and formed supper-large gold deposit during early Jurassic extension. Large scale gold metallogeny occurred at the transition from collisional compression to extension tectonic. This model matches the metallogeny age and initial rate.

**Key words:** Re-Os isotopic dating; postcollision; arsenian pyrite; Carlin-type gold deposits; Lannigou (Jinfeng), Guizhou

