

# 贵州烂泥沟金矿成矿条件——岩石地球化学研究\*

李 忠 刘铁兵

(中国科学院地质研究所, 北京)

**提 要:**黔西南中三叠统浸染型的烂泥沟金矿具有储量大、原生矿发育的特征。岩石学(无机)和岩石地球化学的综合研究表明,金矿源为深部上古生界或更老地层的沉积;浊积岩容矿不仅具有物理障(主要是压力和孔渗性)方面的因素,而且包含化学障(如活性铁和有机碳)因素;成矿溶液具有还原、偏酸性特征。良好的深部矿源层,适宜的导矿和容矿构造,加上岩石适宜的物理-化学障等因素是烂泥沟金矿成为富矿、大矿的重要条件。

**主题词:**烂泥沟金矿 岩石地球化学 浊积岩 中三叠统

地处黔西南贞丰、册亨、望谟三县交界的烂泥沟金矿是近年来滇、黔、桂“金三角”区发现的储量最大的金矿床,其主要赋矿层位为中三叠统边阳组。众所周知,中三叠统浊积岩是滇、黔、桂微细粒浸染型金成矿区中最主要的含矿层。因此烂泥沟金矿也是一种“以浊积岩为容矿岩石的金矿”<sup>[18,20]</sup>。然而,这类矿床的成矿机制还一直在争论之中,如金矿质的来源、热液性质和矿质运移方式、浊积岩为容矿岩石的本质等等。与滇、黔、桂地区同类型的金矿相比,烂泥沟金矿以风化程度低、原生矿发育为特征,这无疑为利用岩石学和地球化学方法研究这类金矿床的成矿作用提供了有利的条件。

## 1 矿床地质背景与样品采集

烂泥沟金矿床的大地构造位置隶属扬子地台西南缘,这一地区(右江盆地北缘)自早三叠世至中三叠世经历了从被动大陆边缘向前陆盆地的演变。矿区位于板昌逆冲推覆构造南西侧,赖子山背斜东翼的鼻状凸起部位(图1A)。勘查表明<sup>[13]</sup>,主矿体严格受NE向F<sub>2</sub>断层和NWW向F<sub>3</sub>断层的控制(图1B),该断裂破碎带总长近1000m,宽一般5~15m,最宽可达50余米。主要赋矿层位为中三叠统拉丁阶边阳组,原岩为薄至中厚层状粉砂岩、中砂岩夹薄至中厚层状泥岩为主。

受断层破碎带控制,矿体多呈似板状产出。以F<sub>3</sub>为例,其总体走向290°,倾向NNE65°~85°。在已有工程控制的深度达520余米的范围内,从上向下破碎带宽度、矿化蚀变似无减弱趋势。本次研究的样品主要取自三个水平的探嗣,其标高位置分别为720m、600m和540m,包括矿体和底、顶板围岩,样品无风化或风化极弱。

## 2 岩相、岩矿特征

### 2.1 岩相特征

对烂泥沟中三叠统沉积学的研究表明,砂泥岩互层并以发育鲍玛序列的c-d-e、c-d、d-e组合为特征,序列顶部未见明显的冲刷痕,而是以压刻痕为主。综合区域底模古流向的测定和前人研究成果<sup>[9]</sup>,主要物源可能来自南东和南南东方向。据中三叠世为被动大陆边缘前陆盆地的研究结果<sup>[9]</sup>,中三叠统向北或北西超覆于上扬子克拉通西南边缘,烂泥沟中三叠统沉积应大致位于斜坡相带。其与贞丰礁相带的邻近

\* 中国科学院自然科学重点基金资助项目(KY85-12-01-30)

李忠,男,1964年生,博士后,沉积学和地球化学专业。邮政编码:100029

1993-12-15收稿,1994-3-31修改回



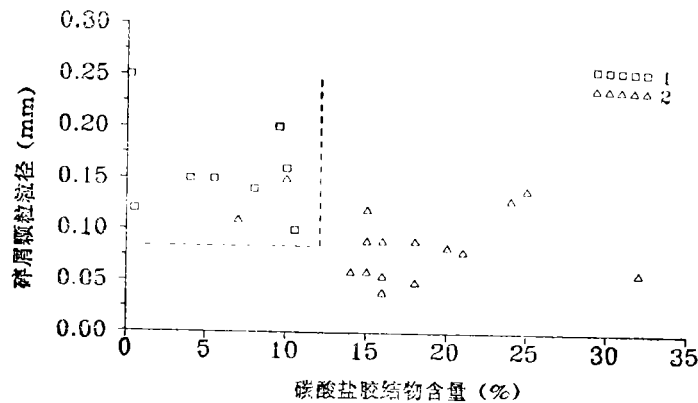


图2 烂泥沟金矿无脉矿石与围岩的碳酸盐胶结物含量和粒径变化

1—矿石；2—围岩

Fig. 2. Differences in contents of carbonate cements and sizes of detrital grains between ores and wall rocks, the Lannigou gold deposit.

1—Ores; 2—Wall rocks.

要是绢云母)也较发育,碳酸盐胶结物较少;④硅岩带(或称似碧玉岩带):除硅化外,局部发育高岭土化及黄铁矿化。含金较高的矿石主要产在②、③带内。应该指出,上述分带往往发育不完全,尤其是“硅岩带”常常缺失。

### 3 地球化学特征

#### 3.1 常量元素

岩石化学全分析表明,矿石常量元素明显富Si,而围岩则富Ca、Mg,这反映了硅化和脱碳酸盐(胶结物)化与原岩矿化的关系;此外,矿石DOP值(铁的黄铁矿化程度)明显高于围岩,其中矿石达0.25~0.93,围岩则小于0.19。

#### 3.2 微量元素

某些微量元素含量的变异与金矿化具有极好的相关关系,它们在成矿过程中发生了明显地活化、迁移,因而常常被当作金矿化的指示元素。前人对该区金矿的研究和总结认为<sup>[6,17]</sup>,Au与As、Sb、Hg、Tl、U构成了重要的成矿元素组合,尤其As、Sb、Hg,常与Au的晕圈重合。本次研究分别对标高720m和560m的两个探洞进行了较系统的As、Sb、Hg、Au及Ni、V等微量元素的测定和对比研究,结果如下:

(1)区内(矿化)泥页岩、(矿化)粉砂岩分别与涂里干等提供的页岩和砂岩的元素平均含量<sup>[14]</sup>对比表明(表1),烂泥沟矿区含金矿石和近矿围岩具有异常高的As、Sb、Hg含量;Ni、V则显示弱异常(或高或低)或无异常。而与区域中三叠统板纳组泥岩和粉砂岩微量元素所做的相应对比研究也显示了类似的结果。

As、Sb、Hg丰度一般与Au丰度成正比,在矿石中各元素浓度顺序数为 $\delta\text{Hg} \gg \delta\text{Au} > \delta\text{As} > \delta\text{Sb}$ (表1)。

(2)无论在围岩或矿体中,粉砂岩的矿化程度都明显高于泥页岩;而矿体与围岩相比,粉砂岩矿化程度也最大,这在Hg、Au、Sb元素比值(浓度系数)上表现得尤为明显。

(3)现有的数据显示深部样品(标高560m)的As、Sb、Hg丰度总体较浅部(标高720m)高,而矿体顶、底板围岩在同一标高上差别极小。当然由于样品量有限,上述趋势尚有待于验证或完善。

(4)V、Ni含量被认为与有机质、粘土矿物及其演化有关,其含量变化在成矿过程中是被动的,换句话说,其不属于烂泥沟矿区金矿化的伴生元素。

#### 3.3 碳、氧同位素

对碳酸盐胶结物碳、氧同位素的测定表明(图3),矿石中碳同位素绝大多数为正值 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} - 1.3\text{‰} \sim$

表 1 烂泥沟金矿矿石和近矿围岩的微量元素含量( $10^{-6}$ )及其与标准沉积岩的对比值

Table 1. Rare element contents of gold ores and host rocks, and the ratios of their values to their corresponding abundances in standard sedimentary rocks

| 样品岩性               | 样品数 | $\frac{As^{\text{①}}}{\delta As}$ | $\frac{Sb}{\delta Sb}$ | $\frac{Hg}{\delta Hg}$ | $\frac{Ni}{\delta Ni}$ | $\frac{V}{\delta V}$ | $\frac{Au}{\delta Au}$ |
|--------------------|-----|-----------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|----------------------|------------------------|
| 泥页岩                | 4   | 161.20                            | 9.35                   | 2.16                   | 17.98                  | 143.00               | 0.04                   |
|                    |     | 12.40                             | 6.23                   | 5.39                   | 0.31                   | 1.10                 | 7.90                   |
| 粉砂岩                | 3   | 159.67                            | 9.10                   | 3.32                   | 17.34                  | 46.40                | 0.11                   |
|                    |     | 159.67                            | 182.00                 | 110.78                 | 8.67                   | 2.32                 | 21.33                  |
| 矿化泥页岩 <sup>②</sup> | 2   | 866.45                            | 15.15                  | 130.40                 | 25.84                  | 139.10               | 0.50                   |
|                    |     | 66.65                             | 10.10                  | 326.00                 | 0.38                   | 10.77                | 100.00                 |
| 矿化粉砂岩 <sup>②</sup> | 3   | 1286.33                           | 23.17                  | 218.23                 | 10.84                  | 33.80                | 7.29                   |
|                    |     | 1286.33                           | 463.33                 | 7274.44                | 5.42                   | 1.69                 | 1457.33                |

注: ①横线上为平均值, 横线下为平均值与涂里千等(1961)提供的同类沉积岩的相应元素含量的比值。Au 的标准丰度均定为 $0.005 \times 10^{-6}$ ; ②矿化样品的含金量下限定为 $0.5 \times 10^{-6}$

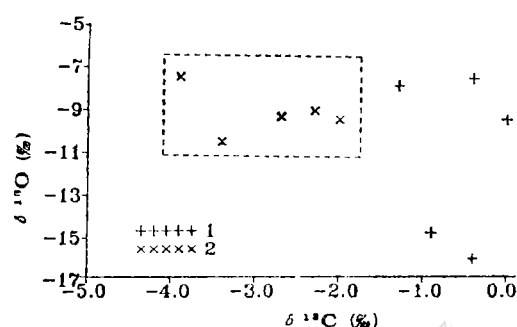


图 3 烂泥沟金矿矿石与围岩中碳酸盐胶结物的碳、氧同位素值

1—矿石; 2—围岩

Fig. 3. Carbon and oxygen isotope values of carbonate cements from the gold ore and from the host rocks, the Lannigou gold deposit.

1—Ore; 2—Wall rock.

0.0‰), 而围岩明显与矿石不同, 其碳同位素偏负值 ( $\delta^{13}C_{PDB} - 3.9\% \sim -2.0\%$ )。结合前述碳酸盐胶结物在矿体和围岩中的岩矿特征差异, 作者认为其可能说明了地层有机质热演化产生的二氧化碳(具有较负的碳同位素)参与了成矿过程, 使得矿石中碳酸盐发生溶解并迁移至围岩中沉淀的机理。

### 3.4 稀土元素

通过科里尔图解及其他参数的分析, 烂泥沟金矿的稀土元素具有如下特征:

(1) 所有样品的稀土元素均保持了沉积岩的基本特征, 如稀土总量(不计钇)介于  $109 \times 10^{-6} \sim 178 \times 10^{-6}$  之间, 富轻稀土, 普遍具有Eu的负异常等。

(2) 泥岩与矿化泥岩的稀土配分模式相近, 与北美页岩组合样也具有类同性(图4A)。相比之下, 粉砂岩与矿化粉砂岩则具有明显不同的配分模式(图4B), 矿石Eu负异常显著, 相对富集重稀土。此外重稀土元素出现显著分异。

(3) 总体上看金矿化强度与 $\delta Eu$ 和LREE/HREE值均呈现如下趋势: 底板 $\geq$ 顶板 $\geq$ 矿体(图4B)。

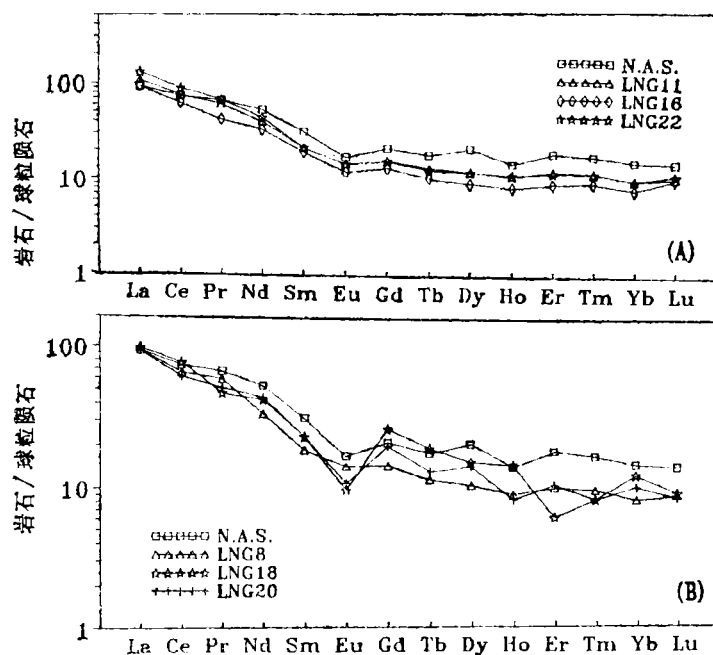


图4 烂泥沟金矿560m标高探洞中矿石与围岩的稀土元素科里尔图解  
(A)—泥岩和矿化泥岩; (B)—粉砂岩和矿化粉砂岩; N. A. S. —北美页岩组合样<sup>(3)</sup>; LNG8、LNG11—底板样品; LNG20、LNG22—顶板样品; LNG16、LNG18—金矿石样品

Fig. 4. Coryell REE diagram of gold ores and host rocks from 560m level, the Lannigou gold deposit.

(A)—Mudstone and mineralized mudstone; (B)—Siltstone and mineralized siltstone. N. A. S. —Combinational sample of North America sample; LNG8, LNG11—footwall samples; LNG20, LNG22—Roof samples; LNG16, LNG18—Gold ores.

除图4B所示标高720m剖面外, 另一个被测定的标高560m的探洞剖面也具有相同的趋势。而相比之下泥岩和矿化泥岩的趋势则不明显(图4A), 这一方面说明成矿流体具有还原性特征, 另一方面也说明金矿化具有追踪岩石物性(孔渗性)的显著趋势。

(4) 在区域中三叠统板纳组稀土元素分析结果对比表明, 矿区内样品具有明显的 $\Sigma$ REE、LREE/HREE和 $\delta$ Ce高值, 即区域地层具有相对亏损总稀土含量、轻稀土含量和铈的特征, 这说明区域地层经历了相对氧化、碱性介质的水-岩作用过程。

#### 4 成矿条件与成矿作用讨论

对滇、黔、桂微粒型金矿的成矿作用, 前人已做过大量研究<sup>(2,5,12)</sup>, 并在一些方面取得了共识。基于对地层、构造、矿床地球化学和岩石学等特征的对比, 作者认为烂泥沟金矿与黔桂地区其他研究较多的中三叠统金矿的形成具有类同的成矿条件和成矿方式, 但也有其特殊性。

##### 4.1 容矿岩石和构造条件

烂泥沟中三叠统金矿的一个显著地质特征就是矿体严格受断裂破碎带控制。如前所述, 烂泥沟金矿矿石与近矿围岩之间并无原始碎屑组构上的明显差别, 矿体和围岩中“泥质岩”大致相近的稀土配分模式和Ni、V(非成矿伴生元素)含量也说明了这一点。换句话说, 成矿作用的“定位”首先取决于断裂构造——成矿流体迁移、释放的通道和成矿元素沉淀富集的空间。

以往对浊积岩作为容矿岩石的解释大多注重其物理障方面, 即具有较优越的孔渗性及减压条件, 从而有利于成矿溶液的渗滤、充填成矿, 然而却忽略了其化学障方面的条件。从前述岩矿特征看, 烂泥沟金矿

中矿体与围岩的原始孔渗物性差别较小或无;再结合区域上许多微粒型金矿产于粘土岩、粉砂质泥岩、泥灰岩等类复理石建造中的现实,显然除了孔渗条件外,某些化学因素在浊积岩容矿过程中一定起着重要作用。众所周知,在烂泥沟等微粒型金矿中,含铁硫化矿物(黄铁矿、毒砂等)是主要的载金矿物,铁的黄铁矿化程度(DOP)是含金性的良好指标。然而,Fe与Au、Hg、As、Sb元素的化学性质很不相同。换言之,铁既是金矿化不可缺少的元素,但又不是能与其共同迁移的伴生元素。显然,容矿岩石中的铁的状态和含量对金矿化可能是重要的。Hofstra等<sup>[21]</sup>的研究认为,活性铁大于2%的岩石在经历硫化物作用后,能够形成与流体通道相邻的高品位矿带;而当活性铁小于0.3%时,就只能形成低品位、大范围的矿带。据研究<sup>[11]</sup>,黔桂地区二叠系台地碳酸盐岩总铁含量一般均小于0.4%,而该区区域中三叠统粉砂岩和泥岩的化学分析表明,其总铁含量可达2.0%~5.0%。我们对烂泥沟矿区近矿围岩的测试表明其活性铁含量同1.87%~3.43%(与其他矿区相近),DOP值与金含量成正比。因此,活性铁含量低可能就是较纯碳酸盐岩难于成为容矿岩石的重要原因之一。应该指出微粒浸染状金的富集成矿不仅需要一定含量的活性铁,而且这种铁在容矿岩石中也是呈浸染状分布的<sup>[21]</sup>。当然,有机碳也是很好的还原剂,并可以促进金的沉淀富集;但就烂泥沟矿区而言,活性铁还原形成载金黄铁矿和毒砂是首要的。显然,当岩石中的铁主要以黄铁矿形式存在时并不是理想的容矿岩石;换言之,由于陆架和斜坡相区沉积物中铁主要以氧化物、氢氧化物和磷酸盐形式存在<sup>[22]</sup>,因此该相区的沉积可能是较为有利的金的容矿岩石。此外,由于碎屑浊积岩的快速侵蚀、搬运和堆积埋藏过程,这使得它具有保存(陆)源区岩矿特征的性能,因此,从活性铁角度看深水浊积岩的发育将可能使上述容矿岩石的有利沉积相带向盆地方向扩展。

研究发现主矿化期(硅化、黄铁矿化)发生于再生成岩作用晚期,相当于Schmidt等<sup>[23]</sup>划分的砂岩孔隙演化的中期过成熟阶段。此时,孔渗条件受到极大破坏,但能干性的增强却有利于这类杂砂岩破裂隙的发育,使得断裂裂隙成为矿化蚀变的主要容矿空间。

#### 4.2 矿源层及成矿流体的形成和特征

基于前人的研究和我们的分析,本文认为中三叠统浊积岩本身不可能是主要矿源层。除了诸多研究所认识到的区域含金背景值较低且变异不明显现象外,主要依据有:①再生成岩作用导致中三叠统浊积岩强烈压实-胶结,加之较稳定泥质夹层的发育,其孔渗条件在没有断裂裂隙发育前,孔隙水很难在含量极微( $10^{-3}$ 量级)的地层中进行金的萃取、循环和上千倍的富集;②在右江盆地或称滇黔桂盆地范围内,目前已发现的微粒金矿的展布具有一个明显的特征,即下部(泥盆系-二叠系)多呈层状-似层状产出,上部(三叠系)则均为切割地层的断裂控制。值得注意的是产出顺层金矿的泥盆系(如革档、者隘金矿)和二叠系(央友、戈塘、雄武等)与基性玄武岩强烈活动的时代<sup>[4,10]</sup>基本吻合;③对中三叠统金的伴生元素的柯氏正态检验表明<sup>[9]</sup>,其只存在异常高值,反映只存在矿液的带入。综上所述,作者认为本区中三叠统金矿的主要矿源来自深部上古生界甚至更老的地层,这些矿源层经后期富集或改造也可自成工业矿床。对此本文认为烂泥沟金矿的深部远景还很大。

由围岩向矿体的共生矿物分带及地球化学剖面表明,其与卡林金矿<sup>[23]</sup>可以类比,高角度断裂导矿和容矿以及矿源层存在于深部的现象也可得到相互佐证。而对于本区与通道相关的似碧玉岩不发育这一与卡林金矿的差别,则主要与原岩差异有关,即本区的碎屑岩不象卡林金矿中的泥灰岩及白云岩那样易于强烈溶蚀-硅化。上述解释的合理性可以从与烂泥沟金矿同类型的桂西北高龙金矿找到佐证,在那里金矿化只出于断裂破碎带(矿液通道)一侧的中三叠统碎屑岩中,且无似碧玉岩发育;而在另一侧二叠系台地相对纯的碳酸盐岩中则发育似碧玉岩带,但金矿化较弱。

稀土元素及共生矿物组合的分析表明,烂泥沟金矿成矿溶液具有还原、偏酸性的特点,这与黔西南众多中三叠统金矿流体包裹体的分析结果<sup>[1]</sup>是一致的。前已述及,这种酸性条件还导致了成矿过程中容矿岩石的溶蚀——扩容效应。

应该指出,“槽-台结构”是晚古生代右江盆地的基本沉积格局,而发育于槽盆相中的硅质-凝灰质-玄武岩系<sup>[10]</sup>以往并未给予足够的重视,这种硅质沉积不仅具有良好的有机质保存条件<sup>[22]</sup>,而且有着较丰富的金源补给,加之槽盆边界断裂的持续活动可以做为矿液通道,因此是上覆中三叠统金矿不容忽视的重要矿源层之一。

本研究是在叶连俊教授的关怀和指导下完成的。野外考察得到贵州地矿局 117 队刘述文总工程师和吴绘同志的大力协助, 本室车春兰小姐帮助打印文稿, 谨致谢忱。

### 参 考 文 献

- 1 王秀璋, 程景平, 张宝贵等. 中国改造型金矿床地球化学. 北京: 科学出版社, 1992
- 2 王国田. 桂西地区微细粒浸染型金矿地质特征和成因研究. 岩相古地理文集 (8). 北京: 地质出版社, 1992, 39~53
- 3 王中刚, 曾允孚, 张锦平等. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1989
- 4 刘文均等. 右江盆地火山岩的地球化学特点及其构造环境. 广西地质, 1993, 6(2): 1~14
- 5 刘东升, 耿文辉. 我国卡林型金矿的地质特征、成因及找矿方向. 地质与勘探, 1987, 23(12): 1~12
- 6 朱忠发, 吴应林. 中国南方大地构造与印支运动. 岩相古地理文集 (8). 北京: 地质出版社, 1992, 1~17
- 7 关秀群. 烂泥沟金矿金赋存状态及工艺特性研究. 黄金, 1992, 13(6): 11~16
- 8 何立贤. 沉积岩中金矿床的基本特征及成矿模式探讨. 黄金地质科技, 1990, (1): 1~7
- 9 吴 江, 李思田, 王 兴. 桂西北地区中三叠统含金浊积岩系沉积学. 现代地质, 1993, 7(2): 127~136
- 10 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 桂西晚古生代基性岩的再认识及其大地构造意义. 地质科学, 1993, 28(3): 238~289
- 11 沙庆安等. 黔桂地区二叠系综合研究——兼论含油气性. 北京: 科学出版社, 1990, 63~86
- 12 李文亢, 姜信顺, 具然弘等. 黔西南微细金矿床地质特征及成矿作用. 见: 沈阳地质矿产研究所编. 中国金矿主要类型区域成矿条件文集 (6) (黔西南地区). 北京: 地质出版社, 1989, 1~86
- 13 李忠, 刘铁兵. 初论黔桂地区微粒浸染型金矿形成过程中的生物——有机质因素. 见: 叶连俊等主编. 生物成矿作用研究. 北京: 海洋出版社, 1993, 140~149
- 14 赵仑山, 张本仁. 地球化学. 北京: 地质出版社, 1988
- 15 罗孝桓. 烂泥沟金矿区 F<sub>3</sub> 控矿断裂特征及构造成矿作用机理探讨. 贵州地质, 1993, 10(1): 26~34
- 16 杨科伍. 戈塘式金矿床成因及找矿远景初探——兼论紫木圪式金矿. 贵州地质, 1992, 9(4): 299~305
- 17 涂光炽. 西南秦岭与西南贵州铀金成矿带及其与美国西部卡林型金矿的类似性. 铀矿地质, 1990, 6(6): 321~325
- 18 聂凤军. 一种新的金矿类型——浊积岩为容矿岩石的金矿床. 国外矿床地质, 1990, (2): 1~5
- 19 黔西南构造研究组. 坡坪巨型推覆构造. 见: 贵州省地质学会编. 贵州区域构造矿田构造学术讨论会论文集. 贵阳: 贵州科技出版社, 1992
- 20 Boyle R W. Gold deposits in turbidite sequences: Their geology, geochemistry and history of the theories of their origin. In: Keppie J D et al. (eds). Turbidite-hosted gold deposits. G. A. C. Special Paper 32, 1986, 1~14
- 21 Hofstra A H et al. Genesis of sediment-hosted disseminated gold deposits by fluid mixing and sulfidization: chemical-reaction-path modeling of ore-depositional processes documented in the Jerritt Canyon district, Nevada. Geology, 1991, 19: 36~40
- 22 Isaacs C M et al. Petroleum in the Miocene Monterey Formation, California. In: Hein J R (ed.). Siliceous sedimentary rock-hosted ores and petroleum. VAN Nostrand Reinhold Company, 1987, 83~116
- 23 Kuehn C A et al. Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the Garlin gold deposit, Nevada. Economic Geology, 1992, 87: 1697~1721
- 24 Maynard J B. Geochemistry of sedimentary ore deposits. New York: Springer-Verlag, 1983
- 25 Schmidt V et al. Secondary reservoir porosity in the course of sandstone diagenesis. AAPG Continuing Education Course Note series 12. 1979

## ORE-FORMING CONDITIONS OF THE LANNIGOU GOLD DEPOSIT IN SOUTHEASTERN GUIZHOU: A PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDY

Li Zhong and Liu Tiebing

(*Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing 100029*)

**Key words:** the Lannigou gold deposit, Petrology and geochemistry, turbidite, Middle Triassic

### Abstract

The Lannigou gold deposit is hosted in a turbidite sequence of Middle Triassic Bianyang Formation and has the largest reserves among disseminated gold deposits found in Southwest Guizhou. The gold orebody is strictly controlled by faults.

Petrological and geochemical studies show that the differences of depositional fabrics between the orebody and the surrounding rocks are not obvious. Hydrothermal alterations in gold-hosting turbidites include silicification, pyritization, and decarbonatization. From altered country rocks toward the center of the orebody, four alteration zones can be recognized: ① carbonate cementation zone; ② carbonate-cement dissolution and well-developed sulfides zone; ③ Pyritization and silicification zone, and ④ silicalite(jasperoid)zone. High grade gold ores generally occur in the 2nd and 3rd zones, and the silicalite zone is not always well-developed.

Geochemical studies reveal that, compared with surrounding rocks, the gold ores are obviously enriched in Au-Hg-As-Sb element association, and have higher total REE content and LREE/HREE ratios but lower  $\delta$  Eu. Carbonate cements of the gold ores have plenty of positive carbon isotope values. In addition, the intensity of gold mineralization is closely related to physical properties (permeability) of host rocks.

Comprehensive studies indicate that the main source beds of gold are Late Paleozoic and/or older sediments originally related to basic volcanic events and anoxic depositional environments; host rocks, namely turbidites, served not only as a physical barrier (i.e. its porosity and permeability), but also as a chemical barrier (i.e. its active iron and organic carbon) for gold mineralization; ore-forming fluids had reducing and relatively acid characteristics. Suitable deep source beds, favorable structures for the migration of hydrothermal solution and precipitation of gold, and physical and chemical barriers of host rocks are all important factors for the formation of high grade and large scale Lannigou gold deposit.