右江盆地微细浸染型金矿的成因探讨

庞保成 .林畅松

(中国地质大学,北京 100083)

[摘 要]右江盆地微细浸染型金矿主要赋矿层位为中三叠统浊积岩,容矿岩石主要为泥质粉砂岩 和粉砂质泥岩。矿体明显受断裂控制。硅化和黄铁矿化围岩蚀变明显、强烈。矿床形成温度180 ~ 250 。成矿时代为燕山晚期。成矿流体来源主要为大气降水。矿源层为中三叠统浊积岩。矿床的形 成经历了同沉积期的预富集和燕山期的大气降水渗滤、萃取、富集成矿两个阶段。

[关键词]右江盆地 微细浸染型金矿 成因 大气降水 [中图分类号]P618.51 [文献标识码]A [文章编号]0495 - 5331(2001)04 - 0009 - 05

右江盆地位于黔西南、桂西北和滇东南交界处 (图 1)。又称为(滇)黔桂盆地。总面积约 15 万 km²。到目前为止,区内发现的金矿床、矿点和矿化 点已超过 200 处。故有"金三角"之称。



图 1 右江盆地及邻区二叠纪构造古地理示意图 (引自:中国科学院地质研究所.外陆架盆地沉积、层控金矿床的 成矿条件及展布规律,1996)

1 — 主扩张带;2 — 次扩张带;3 — 主要断裂;4 — 晚古生代裂陷带; 5 — 隆起带(古陆);6 — 水下隆起带;7 — 陆相玄武岩;8 — 晚海西 期中酸性侵入岩; — 弥勒 — 师宗断裂; — 南盘江断裂; — 紫云 — 宜山断裂; — 右江断裂; — 那坡断裂; — 文山断裂; — 金沙江 — 红河断裂; — 柳州 — 来宾断裂; — 钦州断裂; — 安化 — 三江断裂; 卿茶陵 — 郴县 — 合浦断裂

关于本区金矿的成因一直存在着争论。目前主 要有 3 种观点:1) 认为是同沉积期预富集的基础上 经后期热液改造而成,成矿流体主要是以大气降水 为主,并混有地层水和岩浆水^[1~6]。2) 认为是岩浆 成因,金主要来源于深部岩浆,成矿流体以岩浆热液 为主并混有少量大气降水和地层水^[7,8]。3) 认为是 同沉积成因,金来源于沉积物(岩),成矿流体源于沉积压实水^[9,10]。本文在总结前人资料的基础上,结合自己的野外地质调查提出了金矿的两阶段成矿模式。

1 区域地质概况

右江盆地是泥盆纪 — 三叠纪期间形成的沉积盆 地。其北西、北东、南西、南东四面大致分别以弥勒 — 师宗断裂、紫云 — 宜山断裂、金沙江 — 红河断裂、 钦州断裂为界。盆地构造演化经历了两个阶段:海 西期的大陆被动边缘裂谷盆地阶段(D₁ ~ T₁)和印支 期的周缘前陆盆地阶段(T₁ 末 ~ T₃)^[11]。T₃ 末以后, 盆地抬升,遭受剥蚀。

右江盆地的轮廓及其内部结构,主要由构成盆 地边界及位于盆地内部的以 NW 向为主,NE 向次之 的同生断裂所控制。它们中除了边界断裂形成较早 外,内部断裂大都出现在海西构造期并为边界断裂 所陷。在整个海西一印支,它们大都具有拉张(分) 性,形成若干地堑地垒,使整个盆地构成在沉积特点 上有明显区别的深水台盆区和浅水台地区相间分布 的古地理格局。直到 T₂ 才变成单一的浊积盆地。 台地区的沉积体系以碳酸盐岩为主,台盆区的沉积 以陆源碎屑浊积岩为主,并有少量硅质岩、钙屑浊积 岩、火山碎屑浊积岩等。其中中三叠统陆源碎屑浊 积岩在盆地范围内一般厚度在 2000 m 以上,最大厚 度达 5000 m 以上。岩石类型以杂砂岩为主,次为杂 粉砂岩、粘土岩、泥岩和泥灰岩等^[12]。

2 金矿床地质特征

本区金矿平面上严格限于边界断裂以内,且主 要金属量集中于盆地中部。金矿赋矿层位为 D-

[[]收稿日期]2000 - 04 - 25;[责任编辑]曲丽莉。

[[]基金项目]国家攀登计划预选项目(95-预-39)资助。

T₂,其中最重要的赋矿层位为 T₂,区内大部分金矿赋 存于 T₂ 浊积岩中。

矿体多受断裂控制,且多位于次级断裂或背斜的虚脱部位。但矿体与围岩界线渐变,容矿原岩为 以泥质粉砂岩和粉砂质泥岩为主的细碎屑岩,矿石 与岩石无明显区别,主要依化学分析圈定。有意义 的容矿层或蚀变带无例外地都分布在碎屑岩与碳酸 盐岩突变的岩相界线附近^[13]。即矿床产出于碳酸 盐台地边缘斜坡相带相变地段外侧或上部的细碎屑 岩中。

金主要以显微、超显微粒状自然金(<0.2 µm)、 胶体吸附金(超显微粒状,<0.1 µm)赋存于黄铁矿、 毒砂和粘土矿物中。与金矿化有关的蚀变主要有硅 化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化等。其中最重要的 围岩蚀变是硅化。硅化主要以细、网脉状石英的形 式为主。

3 矿床成因分析

3.1 成矿流体特征

3.1.1 流体成分

石英样品中流体包裹体分析表明^[6],流体中气 相成分以 CO₂、H₂和 CH₄为主。阳离子以 Na⁺、K⁺、 Ca²⁺、Mg²⁺为主。阴离子主要为 Cl⁻、F⁻和 SO₄^{2-[6]}。与油田卤水特征相似。

3.1.2 流体物理化学条件

本区金矿床成矿期石英 — 黄铁矿 — 毒砂阶段流 体包裹体均一温度为 180 ~ 250 ;压力为(105~ 224) ×10⁵ Pa;成矿流体盐度较低,主要集中在(2.40 ~6.72) Wt %NaCl 之间;成矿流体密度为(0.79~ 0.97) g/cm³;成矿时 fO₂ 集中于 10⁻³³~10⁻⁴⁶之间; pH值集中于 4~6;Eh 为(-0.1V~-0.74V)^[6]。即 金矿成矿环境为低氧逸度、较还原的中酸性环境, 这与矿石中富含有机质和硫化物相吻合。

3.1.3 流体同位素特征

1)氢氧同位素特征。成矿期形成的热液矿物石 英、方解石、黄铁矿等矿物中的流体包裹体是成矿流 体的代表,对流体包裹体的氢氧同位素研究可获取 成矿热液来源和成矿作用方式等信息。黔西南金矿 矿物包裹体水的氢氧同位素组成^[1]中¹⁸O_{H20}为 -5.24 ‰~ - 9.22 ‰, D为 - 48.6 ‰~ - 83.7 ‰, 在 D - ¹⁸O_{H20}投影图上,它们接近于大气降水线, 说明成矿流体中水的来源主要是大气降水。而桂西 北金矿含氧矿物石英、方解石包裹体水的氧同位素 组成变化范围较大^[4],其中¹⁸O_{H2}O为-4.50‰~ 15.76‰,D为-56.0‰~-79.7‰。在D-¹⁸O_{H2}O投影图上,有的落在大气降水线附近,有的从大 气降水线向右发生漂移,其中有的数据点落在了岩 浆水范围内,似乎与岩浆水的参与有关。但是注意 到矿床附近或外围无侵入岩体出现,盆地内大范围 无岩浆岩出现的事实,以及包裹体水氢同位素值变 化不大,接近于中生代右江盆地 D=-70‰^[14]的 值,可以认为含氧矿物氧同位素的漂移是由大气降 水与沉积岩围岩发生同位素交换所造成。因此,桂 西北金矿成矿流体中水的来源也主要是大气降水。

2) 氩同位素。据研究^[15],³⁶ Ar 属于大气成因, 典型的大气降水成因的金矿床,其热液期石英包裹 体中大气³⁶ Ar 的百分含量几乎为 100 %,而与岩浆热 液有关的金矿床,其大气³⁶ Ar 的含量一般为 10 %左 右。本区烂泥沟金矿³⁶ Ar 含量为 90.2 %~99.2 %^[6],说明该金矿流体水的来源为大气降水。

3.2 矿源层

右江盆地内微细浸染型金矿产于沉积岩中,而 且其成矿作用与岩浆活动并不存在直接关联。金肯 定来自于盆地内沉积地层。从地层的含金丰度来 看,区内地层平均含金丰度不高,有的略高于地壳克 拉克值,大多数则低于克拉克值。但也有个别层位 显示较高的金丰度,其金含量高于区域背景值的5 ~10倍。如中下泥盆统、下二叠统、上二叠统、中三 叠统的某些层位^[1,4]。对比不同地区相同层位地层 的含金性后就会发现,地层的含金丰度与层位无关, 而主要受沉积相、岩相和岩性的控制。具体来说就 是连接碳酸盐台地与碎屑岩台盆(盆地)相的斜坡相 带金丰度高;碎屑岩系含金丰度最高,不纯碳酸盐次 之,纯碳酸盐最低;碎屑岩中金丰度为细砂岩>粉砂 岩 > 泥岩 > 页岩(泥页岩含较多有机碳及黄铁矿时, 金丰度大幅度增高)、碳酸盐中金丰度为白云质灰岩 > 生物碎屑灰岩 > 灰岩 。从以上金丰度分布特征 来看,金有追踪孔隙度和有机质的趋势。这从一个 侧面说明压实成岩过程中流体流动对金的搬运富集 作用。

沉积地层能否作为矿源层,要看其是否有较高 的金丰度和金能否从其中活化迁移出来。本区金丰 度较高的地层其孔渗条件也较好,为金从中受流体 渗流淋滤和活化迁移创造了条件。因此可作为矿源

中国科学院地质研究所.外陆架盆地沉积、层控金矿床的成矿条件及展布规律,1996.

层,但由于其厚度有限,可能不是矿质的主要来源。 而作为本区沉积主体也是大多数金矿赋矿层位的中 三叠统浊积岩,其中金丰度并不很高。其中黔西南 地区^[1]为6.27×10⁻⁹,桂西北地区^[2,3]为 2.45×10^{-9} 。但是沉积地层能否成为金的矿源层, 除其本身的金丰度特征外,最重要的是金在沉积地 层中的活化迁移能力以及是否能够形成成矿流体。 据张景荣等人的研究^[10],本区浊积岩中粉砂岩的孔 隙度为 0.77 %~16.5 %,平均为 5.22 %;渗透率为 1.35 ×10⁻³µm² ~ 20.3 ×10⁻³µm²,平均为 5.72 × 10⁻³µm²。说明粉砂岩中孔隙较为发育,而且连通性 好。 砂 质 泥 岩孔 较 隙 度 为4.66%~19.3%,平均为10.02%;渗透率为 1.78 ×10⁻³µm² ~ 59.2 ×10⁻³µm²,平均为 18.3 × 10⁻³µm²。其中发育的孔隙主要为基质中的微孔隙。 这么高的孔隙度和渗透率,无疑有利热液的淋滤及 迁移。据 Garven^[16]及 Capuano^[17]的研究,断裂系统 的存在使得区域渗透率比实验室测试的结果大 103 到 10⁴ 倍。本区断裂裂隙十分发育。尤其是碳酸盐 台地与碎屑岩台盆沉积体系相间的沉积格局和碎屑 岩内部砂泥互层的岩性配置,加上活动的盆地性质, 使得同沉积断裂及层间滑脱带、破碎带十分发育。 据我们野外观察,本区浊积岩多为厚度不大的砂泥 互层,由于构造应力的作用,泥岩多有层间破碎现 象。因此,除了同沉积断裂外,砂泥岩之间的接触面 及破碎泥岩也都成为渗透性很好的流体通道。这就 造就了本区优越的渗流系统,为大气降水的渗滤创 造了条件。另外,前述矿床流体包裹体显示成矿流 体具有低盐度的特征,说明有大量大气降水下渗,为 流体从岩石中足量萃取金打下了伏笔。李文亢等^[1] 和国家辉等^[4]对矿石和围岩地层的硫同位素和稀土 元素特征的对比研究证明,金矿的矿源层为围岩地 层。刘金钟等^[18]和祁士华等^[19]的研究表明金来源 于中三叠统地层。因此,本区浊积岩系为区内金矿 最重要的矿源层。

3.3 成矿时代

由于各种同位素测年方法都有一定的局限性, 使人们对右江盆地微细浸染型金矿的成矿时代还有 不同认识。但表1中的测年数据表明,本区金矿主 要的成矿时代应为燕山晚期。

3.4 金矿成因

从以上所述矿床成矿时代来看,矿床不可能为 同沉积成因,但不排除同沉积成岩期的预富集作用。 实际上,盆地沉积期来自陆源碎屑物源区绿岩带和 海相玄武岩的金遭海解后主要被粘土矿物和有机质 吸附。因此,泥岩中金含量应当比砂岩中高。但是, 表1. 石江盆地微细浸染型金矿床测年数据统计表

农 I " 山/工 血地 似 细 没 未 主 亚 W 小 颅 十 奴 油 兆 时 农			
矿床	年龄(Ma)	测试方法	资料来源
金牙	130 ~ 82	Pb - Pb	胡瑞忠等 ^[20] (1995)
	166 ~ 62	Pb - Pb	李泽琴等 ^[21] (1994)
	206 ±12	Rb - Sr	王国田 ^[22] (1992)
烂泥沟	82.9 ±6.3	裂变径迹	张峰等 ^[23] (1992)
	55.4	电子自旋共振	朱赖民等 ^[8] (1998)
	105.6	Rb - Sr	苏文超 ^[24] (1998)
百地	87.6 ±6.1	裂变径迹	张峰等 ^[23] (1992)
丫 他	63.4	电子自旋共振	朱赖民等 ^[8] (1998)
戈 塘	46.0	电子自旋共振	朱赖民等 ^[8] (1998)

本区地层中砂岩金含量比泥岩高。说明沉积压 实造成金随流体向砂岩迁移。可以看出,沉积成岩 期的预富集作用相当明显。另外,在台地和台盆之 间的斜坡相带含金丰度较高也是预富集的结果。以 下事实则证明矿床不是燕山期岩浆热液成因:矿床 形成温度为180 ~250 ,为低温矿床;成矿期石 英无阴极发光,也显示低温特征^[25];矿床附近或外 围无侵入岩体出现,盆地内大范围无岩浆岩出现;本 区大部分金矿未见沸腾包裹体^[6]。而矿床的地质特 征、地球化学特征都证明金矿为大气降水渗滤成因。 3.5 成矿作用过程分析

由于本区金矿为以中三叠统浊积岩为容矿岩石 的微细浸染型低温矿床,流体的活动直接关系着矿 质的萃取、搬运和淀积成矿。因此,下面以盆地内流 体活动为线索探讨金矿的形成过程。根据流体在盆 地不同地质阶段的活动特点将成矿过程分为两个阶 段:沉积压实预富集阶段和大气降水渗滤成矿阶段。

沉积压实预富集阶段:该阶段从中三叠世浊积 岩系开始沉积到晚三叠世盆地抬升成陆为止。这一 阶段盆地为沉积速率很大的过补偿沉积,在十几个 百万年的时间内沉积了厚度大于 5000 m 的地层。 沉积特点为厚度不很大的砂泥互层。在压实成岩过 程中由于硫酸盐还原细菌还原硫酸根离子产生 HS⁻,而 HS⁻易于将吸附于粘土矿物和有机质中的 金俘获出来,形成 Au(HS)⁻ 络阴离子,随从泥岩中 压实排出的水一道向砂岩中迁移,并在砂岩中作侧 向运移,向着碳酸盐台地与浊积岩交接的斜坡地带 迁移(图 2a)。这在斜坡相带有较高的金丰度及砂 岩较泥岩金丰度高的特点中得到印证。由于沉积压 实成岩过程中物理化学条件的改变.发生黄铁矿沉 淀作用,Au也随之沉淀而包裹于黄铁矿中。本区地 层中金含量随黄铁矿的增多而增高。虽然干酪根 (占有机质 90 %~95 %)被认为是最重要的金的有 机载体^[26] ,其含金总量在全岩中的百分比较高 ,但 随黄铁矿等硫化物矿化作用的增强,比值显著降低。再考虑到地层中金有追踪孔隙度、渗透率的特点,这就进一步印证了以上沉积压实造成的流体流动搬运金并使金发生预富集的过程。

大气降水渗滤成矿阶段:该阶段从晚三叠世末 盆地抬升成陆直至燕山晚期金矿床形成为止。由于 印支运动和燕山运动的强烈活动,使本区中三叠统 地层发生强烈褶皱也产生大量层间滑脱带和破碎 带,并由于地层的抬升减压会在其中产生大量裂隙。 再加上先存的大量区域大断裂和同沉积断裂,以及 具有较高颗粒分散度、大的比表面、较大的孔隙度、 连通性较好的孔隙类型及大渗透率的砂泥岩^[10]配 置,便构成了本区独特的深层广域渗流系统。而本 区东吴运动后东高西低的地形地貌和侏罗纪炎热潮 湿的气候^[27]给大气降水重力下渗大范围低温萃取 围岩中的金矿质创造了条件(图 2b)。

大气降水在下渗过程中溶解浊积岩中的长石 (浊积岩岩性主要为长石杂砂岩,其中长石含量 17. 3%^[12]),反应式如下:

$$\begin{split} & 2\,\text{KAlSi}_{3}\text{O}_{8}+2\text{H}^{+}+9\text{H}_{2}\text{O}=\\ & \text{Al}_{2}\text{Si}_{2}\text{O}_{5}\left(\text{OH}\right)_{4}+\text{K}^{+}+4\text{H}_{4}\text{SiO}_{4}\\ & 2\text{NaAlSi}_{3}\text{O}_{8}+2\text{H}^{+}+9\text{H}_{2}\text{O}=\\ & \text{Al}_{2}\text{Si}_{2}\text{O}_{5}\left(\text{OH}\right)_{4}+\text{Na}^{+}+4\text{H}_{4}\text{SiO}_{4} \end{split}$$

不断流动的大气降水带走 K、Na 和 Si,反应继续进行。另外,盆地卤水中烃类的存在大大提高了 二氧化硅的溶解度^[28]。据樊文玲等^[29]的实验研 究,温度 80 ~ 250 时在酸性和碱性条件下,SiO₂ 均作为配位体与 Au 形成络合物在热液中迁移:

 $Au+O+H_4SiO_4 \quad AuH_3SiO_4+H_2O$

金硅络合物在很大的温度、组分和 pH 范围内 都十分稳定。在含 Cl 含 Si 的体系中,AuH₃SiO₄ 比 AuCl₂⁻浓度高得多,尤其是在碱性低温(如 80)的 条件下,前者的浓度是后者的 10¹⁵倍以上^[30]。金以 AuCl₂⁻形式存在的几率很小。而 Au(HS)₂⁻则是一 种很重要的金的络合物形式。本区金矿中主要的围 岩蚀变之一为黄铁矿化也说明 Au(HS)₂⁻是金迁移 富集的重要形式。但是考虑到 SiO₂ 和 S 在自然界 中的丰度相差悬殊。因此,不可否认 AuH₃SiO₄ 在本 区 Au 的活化迁移方面所起的重大作用。在对比烂 泥沟矿石与区域地层样品的稀土元素后,发现区域 地层具有相对亏损总稀土含量、轻稀土含量和铈的 特征。说明区域地层经历了相对氧化、碱性的水一 岩作用过程。这给金以 AuH₃SiO₄ 的形式迁移提供 了一方面的证据。也许 Au(HS)₂⁻ 的作用是在 SiO₂ 对 Au 进行了广泛富集的基础上才得以实现的。由 于 AuH₃SiO₄ 的稳定性受溶液温度、氧逸度和硅含量 变化的影响(温度升高、氧逸度和硅含量降低, AuH₃SiO₄ 的稳定性降低),随大气降水循环深度的 不断增加,溶液的温度逐渐升高,氧逸度不断降低, 这会抑制 AuH₃SiO₄ 的生成;但是,温度升高又会造 成 SiO₂ 溶解度的升高,促进 AuH₃SiO₄ 的生成。因 此,只有达到一定的深度,温度和氧逸度的作用大于 硅含量的作用,这时再碰上比较高的硫含量条件, AuH₃SiO₄ 的作用减小,Au(HS)₂⁻ 才开始起主要作 用。另外需要提到的是,本区有较高的地温梯 度^[31],大气降水下渗过程中也会伴随流体沿岩性界 面和构造裂隙发生向上的对流循环,这可进一步提 高大气降水萃取金的能力。



图 2 右江盆地微细型金矿成矿模式示意图 a—同沉积期流体与金的预富集;b—燕山期大气降水 渗滤成矿; 1—海平面;2—流体流动方向;3—断裂;4—碳酸盐岩;5—砂岩; 6—泥岩;7—矿体;8—礁相带

大气降水下渗循环到深部,形成含金成矿热液。 燕山构造运动使同沉积断裂复活,成矿热液沿断裂 上升,由于低渗透性泥岩的限制,热液到达一定高度 后,不再向上运动,而是沿主断裂旁的分枝断裂不断 向渗透性较好的粉砂岩中渗透,并由于其中化学条 件的改变沉淀成矿。基于以上认识,概括本区盆地 流体活动与金矿成矿两阶段模式如下。

第一阶段:沉积压实造成的流体排驱与金的预 富集(图 2a)。

第二阶段:地形驱动的大气降水渗滤、萃取和搬

中国科学院地质研究所.外陆架盆地沉积、层控金矿床的成矿条件及展布规律,1996.

运金与矿床的形成(图 2b)。

4 结论

通过对右江盆地微细浸染型金矿各种地质资料的综合分析,获得了以下认识:(1)金矿主要赋矿层位为中三叠统浊积岩。(2)矿床形成温度180 ~ 250 ,为典型的低温热液矿床。(3)成矿时代为燕山晚期。(4)氢、氧、氩同位素表明成矿流体主要为大气降水。(5)矿源层为中三叠统浊积岩。(6)矿床的形成经历了同沉积期的预富集和燕山期的大气降水渗滤、萃取、富集成矿两个阶段。

[参考文献]

- [1] 李文亢,姜信顺,具然弘,等. 黔西南微细浸染型金矿地质特征 及成矿作用[A].见:沈阳地质矿产研究所.中国主要金矿类型区 域成矿条件文集(黔西南地区).北京:地质出版社,1989.1~81.
- [2] 王国田. 桂西北微细浸染型 JY 金矿床形成机理初探 [J]. 广西 地质,1989,2(2):15~24.
- [3] 王国田. 桂西地区微细浸染型金矿地质物征和成因研究[A]. 岩相古地理文集(8),北京:地质出版社,1992,39~53.
- [4] 国家辉,等.桂西北超微粒型金矿及其成矿和找矿模式[M].北 京:地震出版社,1992.
- [5] 王秀璋,程景平,张宝贵,等.中国改造型金矿地球化学[M].北 京:科学出版社,1992.
- [6] 中国科学院黄金科技工作领导小组办公室.中国金矿研究新 进展(下篇)[M].北京:地震出版社.1994.284~291.
- [7] 刘显凡,倪师军,苏文超. 滇黔桂微细浸染型金矿同位素地球化 学特征与深源流体成矿[J]. 矿物岩石,1996,(4):106~111.
- [8] 朱赖民,刘显凡,金景福,等.滇一黔-桂微细浸染型金矿床时 空分布与成矿流体来源研究[J].地质科学,1998,33(4):463~ 472.
- [9] 刘建明,刘家军. 滇黔桂三角区微细浸染型金矿床的盆地流体 成因模式[J]. 矿物学报,1997,17(4):448~456.
- [10] 张景荣,陆建军,张晓豪,等. 右江裂谷区三叠系岩石物性特 征及其与金矿化的关系[J].矿床地质,1997,16(4):340~348.
- [11] 朱忠发,等.中国南方大地构造与印支运动[A].岩相古地理 文集(8),北京:地质出版社,1992,1~17.
- [12] 曾允孚,刘文均,陈洪德,等.华南右江复合盆地的沉积构造演

化[J]. 地质学报,1995,69(2):113~124.

- [13] 刘宝君,许效松,潘杏南,等.中国南方古大陆沉积地壳演化与 成矿[M].北京:科学出版社,1993.
- [14] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安:陕西科 学技术出版社,1985.
- [15] 王炳成,张理刚,等. 氩同位素及胶东某些金矿床的成因[J]. 山东地质,1994,10(2):24~32.
- [16] Garven G. The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit - a reply[J]. Econ. Geol. ,1986,81:1015 ~ 1020.
- [17] Capuano R M. Evidence of fluid flow in microfractures in geopressured shales[J]. AAPG Bull., 1993,77:1303 ~ 1314.
- [18] 刘金钟,范德廉.桂西北中三叠统板纳组地层中金的分布及地 质意义[J].地质与勘探,1993,29(12):17~23.
- [19] 祁士华,殷鸿福.广西金牙金矿金的来源探讨[J].地质科技情报,1999,18(2):53~56.
- [20] 胡瑞忠,苏文超,毕献武,等. 滇 —黔 —桂三角区微细浸染型金 矿成矿热液一种可能的演化途径:年代学证据[J]. 矿物学报, 1995,15(2):144~149.
- [21] 李泽琴,陈尚迪,李福春.桂西金牙成矿时代分析[J].矿物岩 石地球化学通讯,1994,(2):77~78.
- [22] 王国田. 桂西北地区三条铷 锶等时线年龄 [J]. 广西地质, 1992, 5(1):29~34.
- [23] 张峰,杨科佑.黔西南微细浸染型金矿裂变径迹成矿时代研究[J].科学通报,1992,(17):1593~1595.
- [24] 苏文超,杨科佑,胡瑞忠.中国西南部卡林型金矿流体包裹体 年代学研究—以贵州烂泥沟大型卡林型金矿床为例[J].矿物 学报,1998,18(3):359~362.
- [25] 李忠,刘铁兵.华南右江盆地中三叠统微细浸染型金矿的盆控 性[J].地质地球化学,1996,24(1):47~51.
- [26] 胡凯,翟建平,刘英俊,等.一种含金建造中金的有机载体—干 酪根[J].科学通报,1999,44(1):84~88.
- [27] 广西壮族自治区地质矿产局.广西区域地质志[M].北京:地 质出版社,1985.
- [28] Bennett P C, Siegel D I. Increased solubility of Quartz in water due to complexation by dissolved organic compounds [J]. Nature. 1987, 326: 684 ~ 687.
- [29] 樊文玲,王声远,田弋夫.金在碱性富硅热液中溶解和迁移的 实验研究[J].矿物学报,1995,15(2):176~184.
- [30] 涂光炽,等.低温地球化学[M].北京:科学出版社,1998.
- [31] 庄新国. 桂西北地区古地热场特征及其在微细浸染型金矿床 形成中的作用[J]. 矿床地质,1995,(1):82~89.

GENESIS OF FINE - GRAINED DISSEMINATED GOLD DEPOSITS IN YOUJIANG BASIN

PANG Bao - cheng ,LIN Chang - song

Abstract : The Microgranular gold deposit in Youjiang basin is hosted in turbidite of Middle Triassic. Host rocks are pelitic siltstone and silty mudstone. Orebodies are obviously controlled by fractures. The alteration is characterized by intense silicification and pyritization. The temperature ranges mainly from 180oC to 250oC. Metallogenetic epoch was late Yanshanian and fluid derived from meteoric water. Source beds are turbidite of middle Triassic series. Its metallization includes sedimentary pre - enrichment and infiltration, extraction, transportation and mineralization of meteoric water in Yanshannian.

Key words: Youjiang basin, fine - grained gold deposit, genesis, meteoric water



庞保成(1968年-),男,1991年毕业于桂林冶金地质学院岩矿测试专业,1998年在中国地质大学(北 京)地矿系获硕士学位,现在中国地质大学(北京)攻读矿产普查与勘探专业博士学位。 通讯地址:北京市海淀区学院路 29 号 中国地质大学 98 博 邮政编码:100083