维普资讯 http://www.cqvip.com

右江沉积盆地演化与微细浸染型金矿床成矿作用关系探讨

陈翠华[1],何彬彬[2],顾雪祥[3],刘建明[4]

(1. 成都理工大学地球科学学院,成都 610059;2. 中国矿业大学环境与测绘学院,徐州 221008;
3. 中国科学院地球化学研究所,贵阳 550002;4. 中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029)

[摘 要]右江沉积盆地在大地构造位置上被称为右江印支褶皱带,其沉积—构造演化可划分为3个阶段:大陆边缘裂谷、弧后裂谷和坳陷盆地。桂西北地区是右江盆地的主体部分,该区典型微细浸染型金矿床(金牙、高龙)的含矿硅质岩特征、矿床的地质特征、地球化学特征、矿石组构学特征一致表明矿床在沉积成岩期已形成,矿床属同生沉积成因。矿床的形成与右江沉积盆地演化密切相关。裂谷环境、盆地的岩相古地理、同沉积断裂等因素对矿床的形成起重要的控制作用。

[关键词]右江沉积盆地 微细浸染型金矿床 盆地演化 成矿作用

[中图分类号]P618.51 [文献标识码]A [文章编号]0495-5331(2004)01-0021-05

迄今为止,有关该区的微细浸染型金矿床的形成机制,概括起来主要有以下几种观点:地层改造成矿说、岩浆热液成矿说和深源成矿说。近几年,一些学者从盆地演化的角度探讨了该区微细浸染型金矿床的形成机制[1~2],但他们主要就盆地演化的某一方面对成矿的影响进行了初步探讨。此外,右江沉积盆地演化研究也取得了很多学术成果[3~6],但主要侧重盆地的沉积构造演化。

目前,系统的将矿床的形成作用与盆地演化有机结合起来加以研究,在该区少有报道。有鉴于此,我们对该区典型微细浸染型金矿床(高龙、金牙)的赋矿地层和矿石进行了较详细的组构学和地球化学研究,发现该类矿床具有大量同生沉积—准同生成岩阶段的成因特征,矿床形成于沉积物沉积—成岩期间与右江沉积盆地演化密切相关。

1 右江沉积盆地演化概述

右江盆地又称黔桂盆地或南盘江盆地,它经历了活动特点不同的海西期和印支期两大构造阶段,为古特提斯和滨太平洋构造域的复合作用下的产物[5]。区内出露地层主要有寒武系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系及第四系。其中三叠系在该区分布最广,地层发育和出露良好,地层厚度最大,绝大部分为碎屑岩相,中三叠统广泛发育浊积岩。

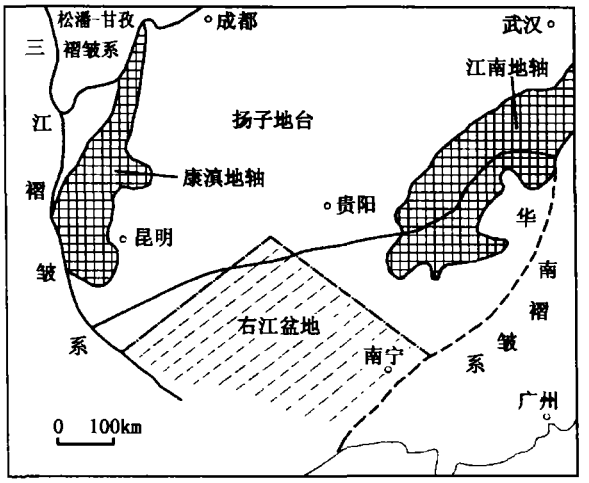


图1 右江盆地大地构造位置略图
(据曾允孚等,1992;虚线为扬子陆块和华夏陆块的结合带)

右江沉积盆地演化大致划分为3个阶段:被动大陆裂谷(D_2-P_1)、弧后裂谷(P_2-T_1)和坳陷盆地(T_2-T_3)。

1)被动大陆边缘裂谷阶段(中泥盆世—早二叠世):早古生代,作为扬子板块东南被动边缘一部分的右江盆地与华夏、印度板块碰撞。在早泥盆纪早期接受造山期后磨拉石沉积[7]。从早泥盆世中、晚期开始,因大陆伸展作用,大陆边缘发生坳陷。此

[收稿日期]2002-08-26;[修订日期]2003-01-22;[责任编辑]曲丽莉。
[基金项目]国家自然科学基金项目(编号:49872038)资助。
[第一作者简介]陈翠华(1972年-),女,1999年毕业于成都理工学院,获硕士学位,讲师,在读博士生,主要从事矿床地球化学和环境地球化学的教学和科研工作。

维普资讯 http://www.cqvip.com

时,古特提斯洋沿金沙江—红河断裂拉张。伴随古特提斯的打开,区域性扩张加剧,强烈裂陷,形成一系列向两侧拉张的 NW 向区域性深大断裂,使该区进入大陆边缘裂谷阶段,从而在右江盆地内形成典型的盆—台相间的古地理格局。晚泥盆世晚期,伴随发生区域性海退,盆地沉积一般为条带状灰岩等浅水沉积。石炭纪,大陆伸展作用加强,重现"盆—台相间"的格局,显示了同沉积活动断裂的控制作用。早二叠世,除早期形成的地堑型盆地继续发展外,还新出现了几个小型的拉张盆地。该阶段由于大陆拉伸作用,还引发了相应的岩浆活动,这些岩浆活动显然与该区岩石圈因伸展作用变薄和壳下地幔温度有关[6,7]。

2)弧后裂谷阶段(晚二叠世—早三叠世):早二叠世晚期由于右江地幔柱的强烈上升,不仅导致大部分地区隆起于海面,而且广泛喷溢"峨眉山玄武岩",造成上、下二叠统之间的平行不整合,同时,使海西早期形成的地堑型盆地大大减小,此为东吴运动所表现的特征。由此可知,早二叠世东吴运动对本区造成强烈影响,古特提斯洋板块开始往北东滇黔桂板缘之下俯冲,形成哀牢山—靖西、龙州岛弧带[8],使该区进入了弧后裂谷阶段。此后,从晚二叠世至早三叠世地壳下沉也表现出"台—盆相间"的特征,既有陆相沉积,也有海相沉积。玄武岩的喷发一直延至早三叠世,洋壳是裂谷演化到早三叠世初出现的[7]。

3)坳陷盆地(中三叠世—晚三叠世)阶段:早三叠世到中三叠世拉丁期,古特提斯洋板块进一步向北东俯冲挤压、大量火山岩的喷发造成热收缩以及盆内巨厚沉积物堆积所产生的重力作用,导致右江盆地进入强烈坳陷盆地阶段,其显著特点是表现为整体坳陷,造成区内普遍厚达 2000 ~ 5000 m 的陆源碎屑浊流沉积,仅在局部地区保存有碳酸盐弧台。随着古特提斯洋的俯冲关闭和沉积物的超补偿充填,中三叠世拉丁期,盆地范围开始缩小,到晚三叠世卡尼期,在强烈的印支运动影响下,广西境内全部上升成陆。

2 典型矿床的同生沉积—准同生成岩特征

2.1 含矿硅质岩特征

高龙矿区,在百蓬组底部,砂泥岩系之下,厚层碳酸盐岩之上,有一层硅质岩,大多数地质学者把它视为断裂破碎—热液硅化交代岩,而不认为是一个地层层位。该层硅质岩与金矿关系密切,矿体产在硅质岩内或硅质岩上部与砂泥岩接触的部位,所以深入讨论该区硅质岩的成因,对于研究高龙金矿的形成机制是十分重要的。通过野外观察和室内镜下鉴定分析,作者认为该矿区硅质岩的形成主要与热水沉积作用有关,但也受到正常沉积作用的影响。

1)野外和镜下观察发现了大量热水沉积成因的证据:①金矿化只产在不整合面以上的台地掩埋层序中,而不整合面以下的碳酸盐岩中蚀变(硅化)都很弱,更无金矿化;②硅质岩直接覆盖在古岩溶风化面上,底板形态和产状随古岩溶面的起伏而变化,当古岩溶面以上的含金硅质岩采走后,揭露出漂亮的古喀斯特景观(图 2);③硅质岩和矿体与地层整合或基本整合。矿体位于硅质岩下凹处和由陡变缓处,这种部位正是微型坳陷位置,这一特征与热水沉积特征相吻合,热水喷涌出来之后往往趋向于流



图 2 硅质岩型矿石被采后的古喀斯特景观
(高龙矿区)

到盆地凹处沉淀;④原生硅质岩是一种燧石质胶体沉淀物,经重结晶成为石英岩,具漂亮的菊花状构造(图 3),详细的组构研究表明,这是由原生的凝胶状沉积物经重结晶而成的放射状组构,标志着一种低温快速的沉积过程。



图 3 硅质岩重结晶后的菊花状石英岩
(高龙矿区)

2)稀土元素特征:硅质岩的稀土元素特征和铈异常是区分热水沉积和非热水沉积的重要标志。海相热水沉积物稀土元素总量较低,经北美页岩标准化后有负铈异常,模式曲线近水平或向左倾[9~10]。

维普资讯 http://www.cqvip.com

本区硅质岩稀土元素模式向左倾或近水平,硅质岩具有负铈异常($\delta Ce = 0.43 \sim 0.66$),具有热水沉积硅质岩的特征(图4)。此外,通过硅质岩的稀土元素北美页岩标准化分布模式图可以估算出岩石中热水沉积与非热水沉积的比例,模式曲线向左倾斜程度越高,沉积岩中热水沉积物的比例就越大[11]。从图4中可以看出,有3个样品明显左倾,另3个则近水平,说明本区硅质岩以热水沉积为主,但也混杂正常沉积作用,这从部分样品(GLPI-6,GLJL-5)的∑REE含量(表1)较高得到印证。

2.2 地质特征

(1)矿床主要产在中三叠统地层中,具有明显的层控特征;(2)矿床的产出位置受沉积相带的控制,主要产在台地边缘斜坡相带等相变地段;(3)矿床具显著的岩性控制特征,产在浊积岩系的下部或边缘(含矿主岩为细碎屑岩),或产在假整合面之上海进超覆堆积柱的底部,含矿主岩为热水沉积硅质岩—硅质角砾岩;(4)矿体主要呈层状、似层状顺层整合产出,脉状、透镜状矿体则主要产在同沉积断裂中,矿石和岩石无明显区别,只能靠化学分析数据来圈定矿体。

2.3 矿石的组构学特征

(1)矿石中的黄铁矿同生沉积层纹状构造,层纹严格与地层层理整合(图5);(2)矿石为同生角砾状构造、鲕状构造、结核状构造;(3)成岩期的软变形,包括包卷层理、重荷模、滑塌、枕状构造等发育[12];(4)矿石和含矿岩石中具大量的泄水构造和液化层理[12];(5)矿石和赋矿围岩中常存在生物成因组构,如草莓结构等(图6)。

2.4 地球化学特征

限于篇幅,这里仅概述部分重要结论:(1)矿石中黄铁矿的微量元素(Co、Ni)特征显示沉积成因

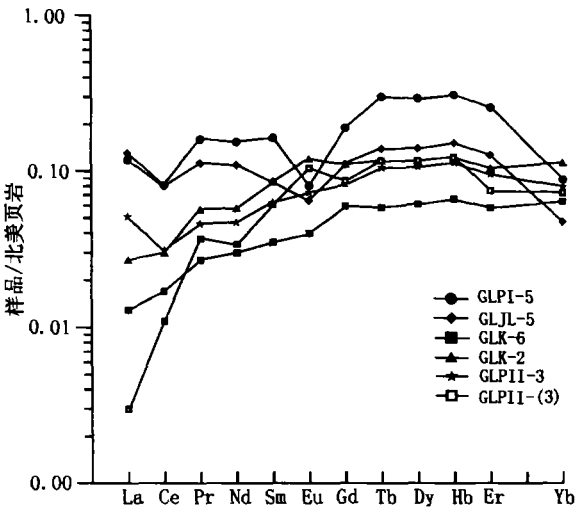


图4　高龙金矿床硅质岩稀土元素配分模式图

黄铁矿的特征(Co为0.0031%~0.015%、Ni为0.0148%~0.044%,Co/Ni为0.13~0.37)[13];②矿石中的黄铁矿、矿石和赋矿主岩具有一致的稀土元素特征,表明三者具有统一的物源并经历了一致的地质作用过程,后期外来组分叠加的现象不明显;③矿石中黄铁矿的硫同位素组成变化大($\delta^{34}S$ 值变化于 -8.32‰ ~ 22.52‰),显示沉积成因硫的特征,即细菌还原的海水硫酸盐;④矿石中碳酸盐矿物(方解石)的碳、氧同位素组成表明成矿流体中的 CO_2 主要由海相沉积碳酸盐经溶解作用产生;⑤矿石黄铁矿的微量铅同位素组成特征显示成矿物质来源于上地壳和造山带;⑥矿石中石英和碳酸盐矿物的氢、氧同位素特征和流体包裹体的成分特征表明成矿流体的来源主要是以大气降水为主要补给源的深循环盆地卤水和与沉积物发生了同位素交换的埋藏古海水。

表1　高龙金矿床硅质岩稀土元素分析结果　　$\omega_B/10^{-6}$

序号	样品号	La	Ce	Pr*	Nd	Sm	Eu	Gd*	Tb	Dy*	Ho*	Er*
1	GLPI-6	3.77	5.69	1.27	4.82	0.94	0.10	1.00	0.26	1.50	0.33	0.89
2	GLJL-5	4.20	5.58	0.89	3.42	0.49	0.08	0.58	0.12	0.71	0.16	0.44
3	GLK-6	0.43	1.20	0.21	0.93	0.20	0.05	0.31	0.05	0.31	0.07	0.20
4	GLK-2	0.85	2.11	0.45	1.81	0.49	0.15	0.58	0.10	0.59	0.13	0.36
5	GLPII-3	1.63	2.19	0.36	1.46	0.36	0.09	0.43	0.09	0.54	0.12	0.33
6	GLPII-(3)	0.10	0.76	0.29	1.06	0.35	0.13	0.45	0.10	0.59	0.13	0.26
北美页岩		32	70	7.9	31	5.7	1.24	5.2	0.85	5.0	1.04	3.4

序号	Tm*	Yb	Lu	LREE	HREE	L/H	∑REE	δEu	δCe	$(La/Yb)_N$
1	0.10	0.28	0.02	16.59	4.38	3.79	20.97	0.45	0.58	1.31
2	0.05	0.15	0.02	14.66	2.23	6.57	16.89	0.66	0.66	2.73
3	0.03	0.20	0.02	3.02	4.21	0.72	7.23	0.84	0.43	0.21
4	0.06	0.36	0.05	5.86	8.09	0.72	13.95	1.22	0.64	0.23
5	0.05	0.25	0.03	6.09	1.84	3.31	7.93	1.00	0.64	0.63
6	0.04	0.23	0.02	2.69	1.82	1.47	4.51	1.42	0.55	0.04
北美页岩		3.1								

测试单位:成都理工大学核分析实验室,2000;* 元素采用陈潜德等(1990)线性回归方程计算值;北美页岩(NASC)标准数据引自 Haskin et al(1966)。

维普资讯 http://www.cqvip.com



图5 矿石中的黄铁矿层纹状构造光片，单偏光，0.62×0.42 mm

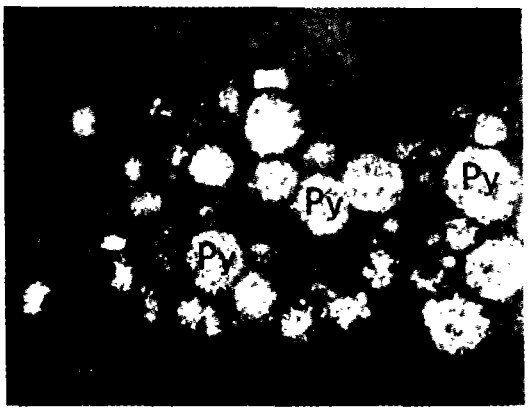


图6 矿石中黄铁矿的草莓状结构光片，单偏光，0.16×0.11 mm

此外，王国田[14]对金牙金矿床含金黄铁矿流体包裹体进行了 Rb－Sr 同位素年龄测定，获得的等时线年龄值为(206±12)Ma，与赋矿地层时代一致(中三叠世晚期)。

上述含矿硅质岩特征、矿床的地质特征、地球化学特征、矿石组构学特征和含金黄铁矿包裹体 Rb－Sr 同位素年龄，一致表明矿床在沉积成岩期已形成，矿床属同生沉积成因。

3 沉积盆地演化与金成矿作用关系

3.1 盆地的岩相古地理对矿床分布的控制

右江盆地在海西—印支期具有典型的“台—盆”相间的古地貌格局，金矿床(点)均分布在盆地台地相与盆地相的过渡带，即碳酸盐岩台地边缘的斜坡相带中，如高龙金矿位于高龙隆起边缘的斜坡相带中，金牙、明山和逻楼金矿位于凌云隆起边缘的斜坡相带中，只不过有些靠近碳酸盐岩台地(如高龙)，有些靠近盆地相(如金牙、明山、逻楼)。含矿地层中包卷层理、鲍玛层序、滑塌构造等发育，尤其是滑塌沉积的角砾岩层广泛发育，表明含矿地层沉积于台地边缘的斜坡相带中。

斜坡相浊流沉积带为不同相带的过渡带，两侧地层的地球化学特征差异很大，成矿流体经过该带时易改变物理化学条件而析出成矿物质。

3.2 同沉积断裂对成矿流体运移的制约

大量的研究结果表明，同沉积断裂既是流体运移的通道，也是成矿物质聚集的天然场所。右江沉积盆地的绝大多数微细浸染型金矿床的空间分布常和这些长期活动的断裂存在密切关系。在金牙金矿区，金牙—更新—中亭隐伏断裂实际上也是一条在碳酸盐岩台地边缘发育的同沉积断裂，它不仅控制了断裂两侧的岩相分布，也是成矿流体运移的通道和金属沉淀的有利场所。在高龙矿区，发育一水下隆起周边的环状断裂也是同沉积断裂，不仅是成矿流体运移的通道，也是金属沉淀的场所。

3.3 盆地演化过程中金成矿作用分析

右江盆地是一个发生在大陆地壳基底之上、形成于拉伸背景下的裂谷型沉积盆地，晚二叠世—中三叠世为整个右江盆地快速下沉时期。微细浸染型金矿床(点)主要赋存在中三叠统(金牙、高龙、逻楼、明山等)地层中，这似乎存在某种必然的联系。根据前面已论述的典型金矿床的地质特征和地球化学特征，结合右江沉积盆地的演化史，对该区微细浸染型金矿床的成矿过程作如下初步分析：

3.3.1 含矿流体的生成

沉积盆地可看成一个巨大的开放—动态化学反应器。其上部不断有新沉积物颗粒和以海水为主的流体的加入，在下部有来自基底的流体、下渗海水以及盆地边缘大气降水的渗入。盆地内则是一个由固体无机、有机沉积物颗粒和各种流体组成的多相反应体系。沉积物在埋藏压实过程中释放出大量流体(孔隙水、吸附水、结晶水)，这些流体被封存在地下，由于右江盆地在三叠纪是快速沉积沉降，导致沉积物的“压实滞后”，大量的孔隙水在扩散、渗滤和毛细管力等作用下聚集于欠压实的高渗透性的砂质岩层中形成具有高于静水压力的超压热流体。

3.3.2 含矿流体的运移

含矿流体的运移方式有两种：压实驱动流和重力驱动流。桂西北地区的金牙和高龙两典型金矿床的含矿流体运移方式以第一种方式(压实驱动流)为主。沉积盆地演化早期的沉积水文地质阶段，含矿超压热流体在压力驱动下沿同沉积断裂向压力较低的台地边缘方向运移，流速很慢，一般为 mm/a[15]。盆地演化晚期的渗入水文地质阶段，含矿流体主要是在重力驱动下沿透水层砂岩和同沉积断裂向盆地中心运移，其运移速度快，一般为 m/a[16]。

维普资讯 http://www.cqvip.com

3.3.3　流体御载成矿方式

1)高压热流体上升到达海底,以沉积喷流方式成矿。热流体喷出海底后与海水混合,被稀释、降温、pH值变高,压力下降,这些作用破坏了热流体中所含化合物的平衡和稳定性,使金属组分及硅质等沉淀下来。桂西北地区微细浸染型金矿床中热水沉积硅质岩型矿体和多数层状、似层状的砂泥岩型矿体的形成可能与此相关。

2)高压热流体未到达海底还在海底以下的沉积柱中运移时,通过渗透作用或沿断裂带、破碎带、滑塌岩带等进入软沉积物或通道及通道旁侧围岩中,通过交代、充填、动力等作用成矿。金牙和高龙金矿床中某些脉状、网脉状、透镜状矿体可能与此相关。

3)以大气降水为主的上部流体沿同沉积断裂和透水层砂岩下渗到盆地中心,流体在往下运移过程中与周围的沉积物不断发生水—岩反应,使流体的温度、压力、速度进一步升高,在合适的部位与上升的超压热流体汇聚,由于两者的物化性质不同,导致矿质御载成矿。

结合前述两典型矿床的地质特征,认为矿床主要以前两种成矿方式为主。即热水沉积硅质岩型矿石(高龙金矿床)和层纹状的砂泥岩型矿石成矿方式为第一种方式;而产在断裂系统内的浸染状矿石的成矿方式以第二种方式为主。

3.3.4　成矿模式

综合前面已论述的右江沉积盆地演化史、典型金矿床的地质特征及地球化学特征、金成矿过程分析,可以初步构建出该区微细浸染型金矿床成矿模式。

1)泥盆世—早二叠世晚期,因大陆伸展作用、地幔上隆造成右江盆地的地热异常,为往后的金成矿作用储备了充分的热源;

2)晚二叠世—中三叠世,右江盆地快速沉降、沉积,盆地中下部发育超压热流体,并在沿同沉积断裂上升到压力较低的碳酸岩盐台地边缘和同沉积断裂附近,沉淀御载成矿;

3)中三叠世晚期—晚三叠世,随着海退发生,部分水下隆起区露出海面,接受大气降水,大气降水沿渗透性较高的砂岩层和同沉积断裂往盆地中心运移,在一定深度遇到上升的热流体,几种不同流体混合,使矿质在同沉积断裂周围御载成矿。

[参考文献]

[1] 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,1995,14(1):82~89.

[2] 刘建明,刘家军.滇黔桂金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):448~455.

[3] 苟汉成.滇黔桂地区中、上三叠统浊积岩形成的构造背景及物源区的初步研究[J].沉积学报,1985,3(4):95~105.

[4] 陈洪德,曾允孚.右江沉积盆地的性质及演化讨论[J].岩相古地理,1990,1(1):29~37.

[5] 曾允孚,刘文均,陈洪德,等.右江盆地的沉积特征及其构造演化[J].广西地质,1992,5(4):1~13.

[6] 秦建华,吴应林,颜仰基,等.南盘江盆地海西—印支期沉积构造演化[J].地质学报,1996,70(2):99~106.

[7] 吴应林,朱洪发,朱忠发,等.中国南方三叠纪岩相古地理与成矿作用[M].北京:地质出版社,1994.

[8] 段新华.论哀牢山—藤条河断裂—古板块俯冲带[J].地质学报,1981,(4):258~265.

[9] 刘家军,郑明华.热水沉积硅质岩的地球化学[J].四川地质学报,1993,31(2):110~118.

[10] 周永章,涂光炽,Chown E H.粤西古水剖面震旦系顶部层纹状硅质岩的热水成因属性:岩石学和地球化学证据[J].沉积学报,1994,12(3):1~10.

[11] Henderson P. Rare earth element geochemistry[M]. Elesvier Science Publishes,1984:195~211.

[12] 刘建明,刘家军,顾雪祥.沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J].岩石矿物学杂志,1997,16(4):341~352.

[13] 周济元,李莆安,黄方方,等.桂西北微细浸染型金矿床成矿构造条件研究报告[R].南宁:广西地矿局,1991.

[14] 王国田.桂西北地区两条铷—锶等时线年龄[J].广西地质,1992,(1):29~35.

[15] Harrison W J,Summa L L. Paleohydrology of the Gulf of Mexico Basin[J]. American Journal of Science,1991,291:109~176.

[16] 卢焕章.成矿流体[M].北京:科学出版社,1997.

RELATIONSHIP BETWEEN EVOLUTION OF THE YOUJIANG SEDIMENTARY BASIN AND METALLOGENESIS OF MICRO-DISSEMINATED GOLD DEPOSITS

CHEN Cui-hua[1], HE Bin-bin[2], GU Xue-xiang[3], LIU Jian-ming[4]

(1. *Chengdu University of Technology, Chengdu* 610059; 2. *China University of Mining and Technology, Xuzhou* 221008; 3. *Institue of Geochemistry, CAS, Guiyang* 550002; 4. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029)

Abstract: The Youjiang sedimentary basin was referred as Youjiang Indosinian folding belt. Tectono-sedimentary evolution of the basin may be divided into three stages like continental margin rift, back-arc rift, and depression basin. The main part of the Youjiang basin is located in the northwestern Guangxi province. In the area, the characteristics of ore-hosting siliceous rocks, geology, geochemistry and fabric in typical deposits like Jinya, Gaolong suggest that these deposits are syngenetic in origin. Gold mineralization in the studied area is closely related to the evolution of the Youjiang basin. Rift setting, litho-facies and palaeogeography of the basin and syn-sedimentary faults have played important roles in formation of the deposits.

Key words: Youjiang sedimentary basin, micro-disseminated gold deposits, basin evolution, mineralization