广西田林县高龙金矿成矿模式探讨*

张长青[1] 王登红[1] 王永磊[1] 王成辉[1] 邱小平[2]

ZHANG ChangQing[1], WANG DengHong[1], WANG YongLei[1], WANG ChengHui[1] and QIU XiaoPing[2]

1. 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037
2. 中国地质科学院地质研究所,北京 100037

1. *MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Resource Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*
2. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*

2011-11-18 收稿, 2011-12-03 改回.

Zhang CQ, Wang DH, Wang YL, Wang CH and Qiu XP. 2012. Discuss on the metallogenic model for Gaolong gold deposit in Tianlin County, Guangxi, China. *Acta Petrologica Sinica*, 28(1):213 – 224

Abstract As one of the most classical deposits in Dian-Qian-Gui area, Gaolong gold deposit is the micrograined-disseminated deposits. The host rock is silicic sand-mudstone within Triassic Baifeng Formation. Country rock in roof is clastic rock of Middle-Upper Triassic and the rock in floor is carbonate rock of Carboniferous-Permian in core of Gaolong uplift. Gaolong uplift and the faults around uplift are the most important ore-controlling factors for gold orebody forming. Silication is closely related to the gold mineralization. By the analysis on the geological of ore deposit, geochemistry of element, isotope geochemistry, fluid inclusion and chronology in this paper, magma hydrothermal is proposed maybe the metallogenic hydrothermal and the power source for this gold forming. But Au element maybe comes from host rock of Triassic. Margin faults of Gaolong uplift act as the fluid-migrating conduits of ore-forming fluid. According on this research results, the metallogenic model is built on .

Key words Medium-high temperature; Silification; Magma hydrothermal; Gold deposit; Gaolong; Dian-Qian-Gui area

摘 要 高龙金矿是滇黔桂金三角典型的微细浸染型金矿床之一,矿体产于中三叠统百逢组硅化砂泥岩中,顶板为中、上三叠统碎屑岩,底板为高龙隆起核部二叠系碳酸盐岩地层。高龙隆起和周缘的断裂系统是金矿产出和形成的关键控矿因素,硅化与金矿化关系十分密切。本文通过对高龙金矿矿床地质特征、元素地球化学、同位素地球化学、流体包裹体等方面的分析研究,认为高龙金矿具有热液石英脉活动强烈、流体形成温度高温可达 330 ~ 400℃、Au,As,Hg,Sb 等元素富集明显、隆起边缘环形断裂导矿明显等特点,初步认为金元素应源自围岩碎屑岩地层,但成矿热液活动则可能与岩浆热液活动有关,成矿流体运移的通道则为隆起边缘的张性断裂系统。最后在本次研究成果基础上,初步建立了高龙金矿成矿模式。

关键词 中高温;硅化;岩浆热液;金;高龙;滇黔桂

中图法分类号 P618.51

广西田林县高龙金矿床位于中国西南部桂西北、黔西南及滇东南地区金矿带构成的滇黔桂“金三角”成矿区内,产于滇黔桂晚古生代裂谷拗陷区中的一个小隆起(高龙隆起)内,是桂西北典型的微细浸染型金矿床之一。对于高龙金矿的成因认识目前存在很大争议,主要有海底热水沉积成因(雷威等,2001;陈大经等, 2003; 陈大经和谢世业, 2004; 陈翠华等, 2003, 2004;张永忠等,2008)、卡林型即微细浸染型(李力和姜云武,1995;李力和关广岳, 1996;谢卓熙, 2000;

* 本文受全国危机矿山接替资源找矿专项(20089946)、国家自然科学基金项目(40902029、41002119)及公益性科研专项 (K0904、200911007)联合资助.

第一作者简介:张长青,男,1975 年生,副研究员,岩石矿物矿床学专业, E-mail: zcqchangqing@163.com

陈开礼和徐智常,2000; 胡明安等,2003;庞保成等,2005)、地下热(卤)水溶滤型(广西壮族自治区第二地质大队,1990①)或地下热水渗滤型(李存有,1994a, b)等。对于矿床成因的认识,争论焦点集中在同生还是后生? 有无岩浆活动参与成矿等关键问题上,传统观点认为这类卡林型矿床成矿与岩浆活动无关(Ilchik and Barton,1997),最近研究表明卡林型金矿与岩浆活动存在一定关系(Kesler *et al.*, 2005),而高龙金矿成矿与岩浆关系尚不明确。由于对成因认识的不确定性导致了对于其深部是否具有找矿潜力一直有不同的看法,直接关系到该矿山的下一步发展。高龙金矿区划分为鸡公岩矿段、鸡公岩南矿段、金龙山、龙爱矿段 4 个矿段。鸡公岩和鸡公岩南矿段位于矿区东部,为区内主要矿段,金龙山和龙爱矿段为红土型金矿体,工作程度较低,且目前已经停产,本文重点对鸡公岩和鸡公岩南矿段展开研究工作。通过本次研究工作,指出高龙金矿应归属于有深部岩浆活动参与的卡林型金矿床,并指出高龙金矿深部具有一定资源潜力。

1 矿床地质背景

高龙金矿大地构造位置处于特提斯构造域与太平洋构造域交接带的扬子准地台与华南褶皱带西南缘,属于华南准地块桂西拗陷右江盆地。成矿区带位于华南成矿省(Ⅱ-16)、桂西-黔西南-滇东南(右江海槽)Au-Sb-Hg-Ag-Mn-水晶-石膏成矿区(D_3;C_1;T_1;I-Y)(徐志刚等,2008)。区域内出露地层主要有寒武系中上统、泥盆系至三叠系中下统及第三系地层。寒武系中、上统仅零星出露,上古生界仅出露于较大背斜、隆起的轴部,第三系产出则仅于新生代断陷盆地中,区内分布最广的是三叠系中、下统地层。本区岩浆活动主要发育在华力西期和印支-燕山期。华力西期较为强烈,以基性岩浆活动为主;印支-燕山期较弱,以酸性岩浆活动为主。华力西期分为两期:早期为晚泥盆世榴江期至早石炭世早期,为基性岩侵入及海底喷溢,呈层状玄武岩或细碧岩;晚期为二叠纪,广泛发育在右江大断裂两侧,呈基性熔岩(玄武岩、细碧岩)及基性火山岩、沉凝灰岩、火山碎屑沉积岩产出。印支-燕山期具基性-中酸性-酸性旋回演化特征,印支期以海底喷溢为主,燕山期以酸性侵入岩浆活动为主,后者多发育在田林-巴马 EW 向隐伏断裂两侧。根据物化探及遥感资料信息,本区范围内可能存在有多个隐伏花岗岩体(广西壮族自治区第二地质大队,1990)。区域性断裂构造控制金矿带的展布,自西向东划分为 NE 向弥勒-师宗断裂成矿带,NEE 向南盘江断裂成矿带;向北突出的文山-富宁弧形断裂成矿带及 NW 向右江断裂成矿带。穹窿、短轴背斜与断裂联合控制矿体的就位(燕守勋和孟宪刚,1996)。构造演化历史可分成两个阶段:扬子陆块形成阶段及和印支-燕山期碰撞造山阶段。扬子陆块形成阶段主要经历了中晚元古代华南古大陆边缘多期碰撞造山、地体运移和拼贴、扬子陆块的增生;震旦

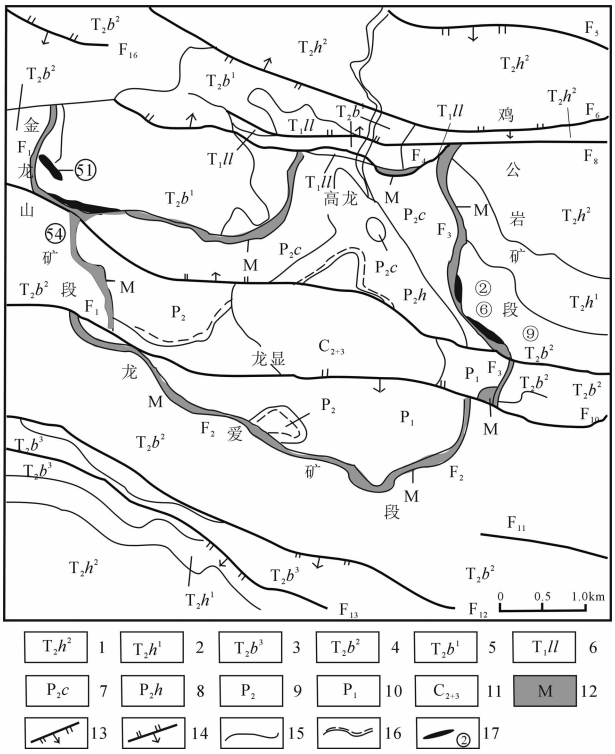

图 1 高龙金矿地质简图(据国家辉等,1992)

1-中三叠统河口组二段; 2-中三叠统河口组一段; 3-中三叠统百蓬组三段; 4-中三叠统百蓬组二段; 5-中三叠统百蓬组一段; 6-下三叠统罗楼组; 7-上二叠统长兴组; 8-中上二叠统合山组; 9-中二叠统; 10-下二叠统; 11-石炭系中、上统; 12-硅化带; 13-实、推测正断层及编号; 14-实、推测逆断层及编号; 15-实、推测地层界线; 16-实、推测平行不整合界线; 17-金矿体及编号

Fig. 1 Geological map of Gaolong gold deposit (after Guo *et al.*, 1992)

1-Second section of Hekou Fm. Middle Triassic; 2-First section of Hekou Fm. Middle Triassic; 3-Third section of Baifeng Fm. Middle Triassic; 4-Second section of Baifeng Fm. Middle Triassic; 5-First section of Baifeng Fm. Middle Triassic; 6-Luolou Fm. Lower Triassic; 7-Changxing Fm. Upper Permian; 8-Heshan Fm. Upper Permian; 9-Middle Permian; 10-Low Permian; 11-Middle-Upper Carboniferous; 12-Silification zone; 13-the normal faults and No.; 14-the reverse faults and No.; 15-stratigraphic boundary; 16-disconformity; 17-ore body and No.

纪至三叠纪末大部分地区被动大陆边缘及陆块内部裂陷的形成、发展阶段;印支-燕山碰撞造山阶段经历了从被动大陆边缘到前陆盆地的发展历程,并最终碰撞造山,形成印支-燕山造山带。

2 矿床地质特征

矿区出露地层中、上石炭统(C_{2-3})、下二叠统(P_1)、上二

① 广西壮族自治区第二地质大队. 1990. 广西田林县高龙金矿区鸡公岩矿段勘探地质报告. 1 – 164

叠统合山组(P_2h)和长兴组(P_2c)、下三叠统罗楼组(T_1ll)、中三叠统百逢组(T_2b)和河口组(T_2h)。其中,中、上石炭统为厚层-块状(以厚层为主)生物灰岩、生物碎屑灰岩夹少量白云质灰岩,蜓类化石丰富。下二叠统为灰白-深灰色灰岩、生物碎屑灰岩,局部夹白云质灰岩、白云岩。上二叠统为中-厚层状生物碎屑灰岩、白云岩,夹煤层。下三叠统罗楼组中层状泥质条带灰岩、生物碎屑灰岩,局部层状泥质条带宽1~5cm,波状弯曲,缝合线构造发育,含少量星点状黄铁矿。百逢组主要为中-厚层块状细砂岩、粉砂岩夹薄-厚层状泥岩、钙质粉砂岩,复理石、类复理石韵律发育,具有浊积岩特征。河口组上部为中-厚层泥岩、粉砂质泥岩夹钙质泥岩、粉砂岩及泥质粉砂岩,局部砂泥岩互层,具有浊积岩特征,底部有同生-准同生滑塌构造。

断裂、褶皱发育,构造较复杂,最为主要的控矿构造为高龙隆起构造,隆起区核部为上古生代中、上石炭统和二叠系碳酸盐岩,周边为三叠系含黄铁矿、毒砂和碳质的陆缘碎屑岩建造,两者以环状硅化破碎带,即环状断裂系统为界。该断裂系统由高郭村经金将-龙显-龙爱-青刚岭-鸡公岩等地构成一不规则的封闭环形,主要由近南北向的F_1、F_3和走向近东西向的F_2、F_4联合构成的,这些断裂为切穿二叠系核部的断裂,并具有多次继承性活动特点,是金的导矿和容矿构造。除这两组断裂外,区内还发育一组北西西向断裂F_9,形成较晚(图1)。

矿区内未见岩浆岩出露,沿断裂带中低温热液蚀变(硅化、黄铁矿化、毒砂化等)比较普遍,但对桂西北进行遥感解译时,发现高龙地区呈同心圆热液晕型环状影像,推测其深部可能有岩体存在(李存有,1994a)。

金矿体就位于高龙隆起核部上古生界碳酸盐岩周边环状断裂的外侧,主要工业矿体沿东侧近SN向F_3硅化构造角砾岩、热液石英岩带(鸡公岩矿段)及西侧近SN向F_1硅化构造角砾岩、热液石英岩带分布(金龙山矿段),此外南侧近WE向F_2硅化构造角砾岩、热液石英脉带也发育龙爱等金矿化体。矿体呈似层状、透镜状及不规则状,长90~850m,厚3~18m,斜向延伸变化较大,为80~200m,矿体厚度从地表向深部有变薄的趋势,矿石品位为1.79~4.04g/t。氧化矿石的主要矿物组分有粘土矿物、石英,次要矿物为褐铁矿,并含有少量的黄铁矿、方解石、白云石,孔雀石、臭葱石、锑华等;原生矿石主要矿物有石英、黄铁矿,次要矿物为方解石、白云石、碳质等,并含有少量的毒砂、辉锑矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿等。围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化,其次有毒砂化、辉锑矿化、方解石化,在局部地段偶见绢云母化、高岭土化等。金的粒度极其微小,具有"不可见"的性质,因此许多学者将其称之为"微细浸染型"金矿床,但金也可从含砷黄铁矿中析出,呈细粒可见金形式存在(Arehart *et al.*, 1993; Su *et al.*, 2008)。载金矿物主要为黄铁矿、褐铁矿、辉锑矿、毒砂、粘土矿物等,虽然石英不是主要的载金矿物,但硅化作为主要的蚀变矿物,与其他卡林型金矿一样,硅化、毒砂化与金矿化关系十分密切(Dickson and Radtke, 1986; Rytuba, 1986),其中硅化可作为一种明显的蚀变找矿标志(Nelson, 1990),而毒砂化的存在则是形成大型卡林型金矿床的关键(God and Zemann, 2000; Zhu *et al.*, 2011),表1结果显示,硅化砂泥岩和硅化岩石含金量远大于围岩和未发生硅化岩石的金含量。

表1 高龙金矿矿区及外围不同岩石含矿性分析表

Table 1 Gold content analyze on different rock in and periphery of Gaolong ore district

层位/岩性	采样地点	样数	Au ($\times10^{-9}$)	Au平均值 ($\times10^{-9}$)	资料来源
P	高龙Ⅶ剖面	2		2.73	广西壮族自治区地质矿产局,1989①
T_1ll	高龙Ⅵ剖面	6		2.03	
T_2b	高龙Ⅵ、Ⅶ剖面	29		3.09	
T_2h	高龙Ⅵ、Ⅶ剖面	22		1.47	
基性岩	桂西北地区	8		2.82	
基性火山碎屑岩	田林、西林、凌云、巴马等地	35		3.15	
石英斑岩	凌云、巴马	3		1.63	
硅化灰岩	矿区内破碎带	3	1.65~2.22	2.0	本文
硅化角砾灰岩	矿区内破碎带	6	1.76~30.8	14.3	
硅化角砾砂泥岩	矿区内破碎带	5	56.6~2466	623.9	
硅化岩	矿区内破碎带	3	79.3~273	173.7	
石英	矿区内破碎带	5	1.89~13.6	6.8	
含碳砂泥岩	矿区内破碎带	2	1.83~107	54.4	

注:本文金含量在国家测试中心完成

3 地球化学特征

3.1 元素地球化学

高龙矿区及外围不同层位全岩微量元素特征显示(表2):① 各层位中Au(除T_1ll)、As、Sb、Hg均明显高于克拉克值,Ag、Cu、Pb、Zn略高于克拉克值;② 与外围地层相比,矿区范围内各时代地层Au、As、Hg、Sb等元素的含量明显高于矿区外围;③ 在构造破碎带内,不同岩石的含金量变化为角砾状砂泥岩>角砾状灰岩>硅化岩>石英>硅化灰岩>灰岩。由于角砾状砂泥岩和角砾状灰岩的胶结物多为热液石英脉,角砾则为围岩地层中的砂泥岩或者灰岩;硅化岩部分实际上为细粒石英,也即前人称其为硅质岩的部分;④构造破碎带内的硅化角砾状砂泥岩、硅化角砾状灰岩和细粒硅化岩的Au、As、Sb、Hg等元素含量明显高于其他岩性含量;⑤在碳质砂岩地层中As元素显高异常值。

① 广西壮族自治区地质矿产局. 1989. 桂西北地区微细浸染型金矿床成矿条件与中三叠世岩相古地理研究. 1-121

表 2 高龙矿区地层剖面微量元素特征($\times 10^{-6}$)

Table 2 Trace element analyze of different rock of stratigraphic section in Gaolong district($\times 10^{-6}$)

层位	采样位置	岩性	样品数	Au	Ag	As	Sb	Hg	Se	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	S(%)	Fe^T(wt%)	Ba	资料来源
T_1ll	矿区		3	0.001	0.10	41.6	6.9	0.129	4.18	122.0	34.3	87.5	3.8	17.87	0.02	1.41	—	
P_2c	矿区		2	0.018	0.03	56.52	5.5	2.58	2.12	78.3	13.0	37.65	12.5	18.0	0.16	0.44	—	
T_2b_3	矿区		6	0.009	0.11	157.9	10.85	0.12	0.42	156.6	23.1	94.63	15.08	74.42	0.17	2.69	—	国家辉等, 1992
T_2b_2	矿区		5	0.020	0.08	39.85	9.72	0.18	0.24	88.36	24.36	83.42	20.2	82.2	0.16	3.55	—	
T_2b_1	矿区		2	0.114	0.09	7.78	6.28	0.19	2.47	99.55	24.15	88.25	54.2	544.8	0.03	2.69	—	
T_2b	矿区	碳质泥岩	1	0.107	0.01	8.47	82.3	0.10	—	9.41	—	—	—	—	—	—	6.46	本文
T_2b	矿区	碳质砂岩	1	0.002	0.01	1150	45.5	0.001	—	5.45	—	—	—	—	—	—	79.6	
T_2b	外围		14	0.004	0.05	12.31	4.29	0.023	—	29.90	10.20	90.97	—	—	—	3.38	—	胡明安等, 2003
T_2ll	外围		19	0.000	0.11	15.93	0.71	0.026	—	31.35	14.08	94.98	—	—	—	4.53	—	
断裂破碎带	矿区	角砾灰岩	5	0.000	0.035	20.69	80.73	0.16	—	6.24	—	—	—	—	—	—	33.75	本文
		硅化灰岩	3	0.002	0.03	12.87	91.63	0.04	—	5.55	—	—	—	—	—	—	18.83	
		硅化岩	2	0.124	0.1	22.3	34.9	0.70	—	7.32	—	—	—	—	—	—	81.25	
		石英	5	0.007	0.08	16.37	142.2	0.10	—	5.85	—	—	—	—	—	—	48.21	
		角砾泥岩	2	0.119	1.315	81.7	809.4	1.92	—	24.6	—	—	—	—	—	—	90.5	
		角砾砂泥岩	1	2.466	0.31	593	173	5.36	—	28.8	—	—	—	—	—	—	224.0	
		角砾砂岩	4	0.112	0.50	425.9	3079	1.94	—	21.00	—	—	—	—	—	—	240.5	
		构造石英岩	1	0.016	0.10	17.30	17.10	0.25	0.35	59.9	2.4	8.2	1.4	66.0	0.05	1.03	—	
		硅化构造角砾岩	1	0.029	0.06	15.64	11.16	0.14	0.00	139.5	3.9	27.4	2.1	3.6	0.03	0.88	—	国家辉等, 1992
		克拉克值		0.004	0.08	2.2	0.6	0.089	0.08	63	12	94	25	8.9	0.04	5.8		黎彤,1976

注:本次测试在国家地质实验中心测试,其中"—"部分表示未检测

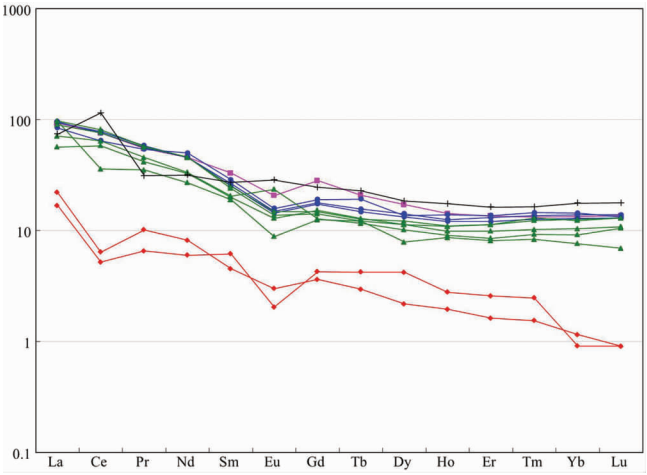

图 2 围岩地层各类岩石的稀土配分曲线图

菱形为灰岩,三角为砂岩(包括粉砂岩和细砂岩),圆形为泥岩,正方形为炭质泥岩,加号为辉绿岩

Fig. 2 Rare earth elements distribution patterns of different rocks of host rock in Gaolong district

高龙金矿区围岩地层微量元素总体分为两组,一组为 Au、Hg、Ba、As、Ag、Sb 组合,Au 与 Hg、Ba、As 关系密切,这些元素同样为一组低温元素组合,具有相似的地球化学性质,反映这些元素来源的一致性;另一组为 Fe、Cu、Pb、Zn 及 Co、Ni、Se 等组合,具有基性火山碎屑岩来源特征,为围岩砂泥岩地层中的碎屑组分包含有基性火山岩成分所致。

高龙矿区不同层位稀土元素特征显示(表 3):① 矿区内矿化地层中的细碎屑岩样品中稀土元素的含量标准化后具有十分相似的特点(图 2),碎屑岩稀土配分中出现多数样品具有明显的负 Eu 异常;② 矿区灰岩样品稀土元素总量明显比细碎屑岩低一个数量级,且不同样品的稀土元素含量变化较大,具有明显的负 Ce 异常;③ 辉绿岩样品稀土含量与砂泥岩的稀土总量相类似,但没有明显的负 Eu 异常,而具有明显的正 Ce 异常;④ 矿区范围内不同岩性稀土配分大体可分为三组(图 3),一组为稀土总量相对较低的炭质角砾泥岩和石英样品,这组样品的稀土元素含量低于球粒陨石含量,所有元素几乎均为最低含量;二组为与灰岩有关的硅化灰岩、角砾灰岩样品,这组样品具有轻稀土轻微富集、重稀土轻微亏损的特征,且具有 Ce、Eu 亏损的特征,硅化灰岩和角砾灰岩具有相似的稀土配分特征;三组样品为与细碎屑岩有关的角砾岩,这组样品表现出明显的轻、重稀土均富集特征,且轻稀土富集程度优于重稀土,虽然其稀土含量与辉绿岩相似,但从稀土配分特征上分析,并不具备辉绿岩 Ce、Eu 富集的特征,并与非含石英脉的围岩地层具有相同的特征。

3.2 硫同位素特征

高龙金矿区域地层 $\delta^{34}S$ 值变化范围为 -4.80‰ ~ 13.10‰,众值集中在 9.17‰ ~ 13.22‰之间,属"重硫型";含矿层 $\delta^{34}S$ 值变化范围为 -12.0‰ ~ 32.29‰,众值在 6.6‰ ~

表 3 高龙矿区不同层位稀土元素分析表($\times 10^{-6}$)

Table 3 Rare earth element analyze of different rock of stratigraphic section in Gaolong district($\times 10^{-6}$)

样品号	层位	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	资料来源
GL3	T_2b	炭质泥岩	28.8	61.3	6.68	27.4	6.44	1.52	7.31	0.99	5.51	1.02	2.84	0.43	2.8	0.45	32	153.5	②
GL76	T_2b	粉砂质泥岩	29.2	63.3	7.1	27.4	5.18	1.1	4.62	0.74	4.56	0.9	2.75	0.44	2.89	0.46	27	150.6	②
GL90	T_2b	粉砂质泥岩	29.8	61.2	6.82	27.5	4.92	1.06	4.5	0.7	4.27	0.87	2.53	0.41	2.7	0.43	24.8	147.7	②
GL-15	T_2b	粉砂质泥岩	26.1	52	6.6	30	5.6	1.16	4.92	0.91	4.4	1	2.86	0.47	3	0.44		139.5	①
G13-13	T_2b	粉砂岩	30.0	29	4.3	16.2	3.7	0.65	3.24	0.58	2.53	0.62	1.7	0.27	1.59	0.23		94.6	①
GL61	T_2b	泥质粉砂岩	30.2	65.7	7.01	27.4	4.9	1.09	3.83	0.6	3.91	0.79	2.37	0.42	2.57	0.43	23.2	151.2	②
GL84	T_2b	泥质粉砂岩	27.9	61.4	6.89	27.6	4.68	1.01	3.67	0.58	3.65	0.78	2.38	0.4	2.64	0.43	22.4	144.0	②
GL94	T_2b	泥质粉砂岩	22.0	51.8	5.57	20.1	3.99	1.73	3.3	0.55	3.27	0.65	1.79	0.3	1.92	0.35	18.9	117.3	②
GL97	T_2b	泥质细砂岩	17.6	47	5.06	19.6	3.89	0.95	3.95	0.61	3.63	0.71	2.07	0.33	2.17	0.36	21.8	107.9	②
GL71	P_2	灰岩	6.9	5.16	1.24	4.89	0.88	0.22	0.94	0.14	0.7	0.14	0.34	0.05	0.24	0.03		21.8	②
GG11	P_2	灰岩	5.2	4.2	0.8	3.6	1.2	0.15	1.1	0.2	1.35	0.2	0.54	0.08	0.19	0.03		18.8	②
G165		辉绿岩	23.0	93	3.8	19	5.3	2.1	6.36	1.08	5.94	1.25	3.41	0.53	3.7	0.59		169.1	②
GL1-2		硅化灰岩	1.6	1.13	0.25	0.99	0.2	0.05	0.29	0.05	0.31	0.08	0.22	<0.05	0.17	<0.05	3.3	5.3	③
GL1-10		硅化灰岩	3.9	2.54	0.54	2.23	0.41	0.08	0.39	<0.05	0.2	<0.05	0.08	<0.05	0.05	<0.05	0.6	10.5	③
GL1-4		硅化灰岩	1.2	0.7	0.14	0.51	0.06	<0.05	0.06	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	1.3	2.8	③
GL1-17		角砾灰岩	2.0	1.82	0.28	1.21	0.28	0.06	0.32	<0.05	0.29	0.05	0.14	<0.05	0.12	<0.05	1.2	6.5	③
GL1-24		角砾灰岩	0.8	0.96	0.29	1.81	0.47	0.13	0.49	0.05	0.2	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	2.3	5.3	③
GL1-27		角砾灰岩	4.4	2.53	0.53	1.98	0.3	0.06	0.31	<0.05	0.17	<0.05	0.09	<0.05	0.05	<0.05	12.7	10.4	③
GL1-41		角砾灰岩	2.3	3.11	0.45	1.61	0.2	<0.05	0.27	<0.05	0.31	0.06	0.17	<0.05	0.19	<0.05	10.2	8.6	③
GL2-12		角砾灰岩	2.3	1.8	0.32	1.27	0.17	<0.05	0.19	<0.05	0.12	<0.05	0.09	<0.05	0.08	<0.05	1.7	6.4	③
GL1-12		角砾泥岩	1.9	1.71	0.4	1.89	0.5	0.12	0.6	0.1	0.54	0.09	0.22	<0.05	0.13	<0.05	0.5	8.2	③
GL2-4	断	角砾泥岩	3.8	2.68	0.54	2.06	0.31	0.08	0.28	<0.05	0.16	<0.05	0.09	<0.05	0.09	<0.05	1.3	10.0	③
GL1-42	裂	角砾砂泥岩	12.0	11.5	2.41	9.02	1.37	0.3	1.32	0.22	1.5	0.34	1.13	0.17	1.09	0.16	0.1	42.5	③
GL1-14	破	角砾砂岩	15.7	12	3.16	12.2	1.95	0.39	1.84	0.31	2.07	0.46	1.43	0.2	1.28	0.2	2.0	53.2	③
GL1-15	碎	角砾砂岩	17.4	23.7	3.05	11.2	1.54	0.32	1.27	0.22	1.48	0.38	1.13	0.18	1.14	0.17	8.3	63.2	③
GL2-10	带	角砾砂岩	3.5	1.77	0.25	0.87	0.13	<0.05	0.13	<0.05	0.11	<0.05	0.06	<0.05	0.06	<0.05	0.6	6.9	③
GL2-9		角砾砂岩	25.7	25.9	5.3	19.5	3.32	0.62	2.69	0.38	2.22	0.47	1.46	0.22	1.56	0.23	1.3	89.6	③
GL1-39		石英	0.2	0.21	<0.05	0.12	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	1.1	0.5	③
GL1-7		石英	0.9	0.99	0.24	1.22	0.48	0.15	0.9	0.11	0.44	0.05	0.1	<0.05	0.08	<0.05	11.0	5.7	③
GL2-16		石英	1.2	0.89	0.25	1.28	0.38	0.12	0.54	0.08	0.47	0.1	0.28	<0.05	0.22	<0.05	0.9	5.8	③
GL2-27		石英	0.6	0.51	0.09	0.33	<0.05	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	1.0	1.6	③
GL2-30		石英	0.5	0.71	0.1	0.38	0.08	<0.05	0.12	<0.05	0.16	<0.05	0.14	<0.05	0.09	<0.05	4.4	2.3	③
GL2-21		硅化岩	6.5	4.72	1.04	4.62	0.98	0.23	0.94	0.11	0.51	0.1	0.25	<0.05	0.18	<0.05	3.2	20.2	③
GL2-6		硅化岩	6.2	4.49	0.84	2.79	0.36	0.07	0.31	<0.05	0.19	<0.05	0.11	<0.05	0.09	<0.05	0.7	15.5	③
GL2-3		炭质泥岩	0.6	0.84	0.11	0.43	0.08	<0.05	0.09	<0.05	0.07	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.2	2.2	③
GL2-25		炭质砂岩	0.2	0.32	0.05	0.19	0.07	<0.05	0.08	<0.05	0.08	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	2.7	1.0	③
GL87		角砾岩	21.3	47.4	5.53	21	3.55	0.73	3.05	0.52	3.36	0.74	2.27	0.37	2.42	0.4	24.6	112.6	②

注:① 据国家辉等,1992;② 据胡明安等,2003;③ 为本文数据

15.64‰之间,个别样品外也具有"重硫型"特征,但其范围明显大于围岩地层 $\delta^{34}S$ 值范围;石英脉中 $\delta^{34}S$ 值范围为 -15.27‰ ~ 12.50‰,众值集中在 0.10‰ ~ 12.50‰ 和 -15.27‰ ~ -12.50‰之间(表 4、图 4a)。其中矿石和石英脉中的负值多来自辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 值,说明锑矿样品 $\delta^{34}S$ 值与其他样品值差别较大,可能为不同物质来源或不同成矿阶段产物。

不同产出状态的硫化物其 $\delta^{34}S$ 值也存在一定差异,围岩地层中黄铁矿和辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 值范围分别为 2.90‰ ~ 13.22‰、9.5‰ ~ 9.7‰,而矿层中黄铁矿、辉锑矿、毒砂的 $\delta^{34}S$ 值范围分别为 0.36‰ ~ 15.64‰、-12.0‰ ~ -11.1‰、7.99‰,石英脉中黄铁矿和辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 值范围分别为 1.73‰ ~ 12.50‰、-15.27‰ ~ 0.10‰。围岩地层中黄铁矿和辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 值具有相似的特征,但矿层和石英脉中黄铁矿和辉锑矿具有明显差异,石英脉中和矿层中辉锑矿具有相似的特征,两者之间可能具有同源特征(表 4、图 4b)。

3.3 成矿流体特征

高龙金矿含有可测流体包裹体的矿物包括粗粒石英、细粒石英、方解石、闪锌矿。本次测试包裹体主要集中在石英中,其次为方解石和闪锌矿。这些矿物流体包裹体的特征如表 5 所示。与其他金矿床流体包裹体类似,流体包裹体具有

表 4 高龙金矿不同岩石、不同矿物硫同位素组成统计表

Table 4 Statistics of S isotopic content in different rock and minerals in Gaolong gold deposit

测试岩石/矿物	样品数	采样位置	$\delta^{34}S$(‰)	资料来源
碳质泥岩	3	鸡公岩围岩地层	-4.80 ~ 6.60	①
辉锑矿	2	隆起区围岩地层	9.5 ~ 9.7	本文
黄铁矿	5	矿区周围 T_2b^2 地层	2.90 ~ 13.22	②;③
构造角砾岩	1	鸡公岩含矿层	7.10	①
硅化碎屑岩	2	鸡公岩含矿层	22.77 ~ 32.29	①
辉锑矿	2	鸡公岩含矿层	-12.0 ~ -11.1	本文
毒砂	1	鸡公岩含矿层	7.99	②
黄铁矿	8	鸡公岩含矿层	0.36 ~ 15.64	②
黄铁矿	1	龙爱含矿层	9.01	②
黄铁矿	2	金龙山含矿层	11.70 ~ 12.14	②
黄铁矿	4	鸡公岩石英脉	1.73 ~ 12.50	②;③
辉锑矿	1	高郭锑矿点石英脉	0.10	②
辉锑矿	1	鸡公岩石英脉	-15.27	②
辉锑矿	1	北沟石英脉	-1.40	③
辉锑矿	2	鸡公岩石英脉	-14.0 ~ -12.50	③;本文

注:① 据胡明安等,2003;② 据国家辉等,1992;③ 据广西壮族自治区地质矿产局,1989

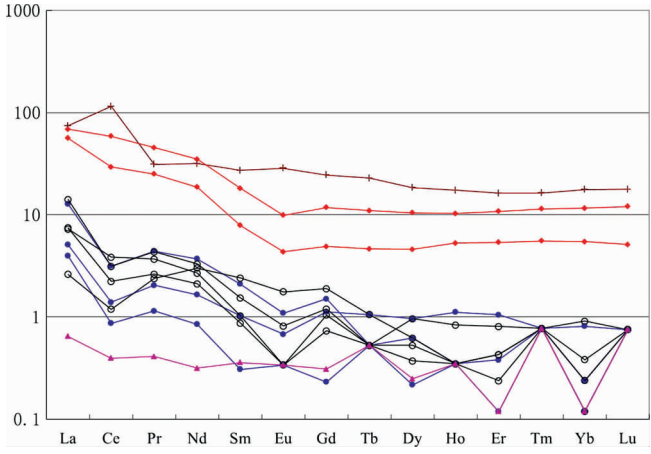

图 3 高龙矿区构造破碎带中各类岩石的稀土配分曲线图

菱形为角砾砂泥岩,三角为炭质角砾泥岩,实心圆形为硅化灰岩,空心圆形为角砾灰岩,加号为辉绿岩

Fig. 3 Rare earth elements distribution patterns of different rocks in structural fractured zone of Gaolong district

体积小,气液比稳定,流体组分较为单一,不规则形状多的特点。包裹体大多以气液两相盐水溶液为主,均一温度变化范围较大,众值范围在 180 ~ 270℃ 和 330 ~ 380℃ 之间;盐度总体以低盐度为主,众值范围应为 2.50% ~ 8.68% NaCleqv 之间。

不同产状矿物中流体包裹体温度、盐度变化特征见图 5,石英主脉包裹体均一温度分布范围为 170 ~ 550℃,众数范围在 190 ~ 330℃ 之间和 450 ~ 500℃ 之间,盐度在 3.37% ~ 7.66% NaCleqv 之间;石英大脉包裹体均一温度分布范围为 130 ~ 530℃,众数范围在 130 ~ 270℃ 和 290 ~ 400℃ 之间,盐度在 4.49% ~ 8.30% NaCleqv 之间;石英细脉包裹体均一温度分布范围为 120 ~ 480℃,众数范围在 150 ~ 370℃ 之间,盐度在在 3.77% ~ 8.41% NaCleqv 之间;后期方解石、石英脉均一温度分布范围为 160 ~ 290℃,众数范围 160 ~ 220℃ 之间,盐度在 3.34% ~ 6.57% NaCleqv 之间。

不同寄主矿物中流体包裹体温度、盐度变化特征见图 5。粗粒石英流体包裹体均一温度范围为 130 ~ 530℃,众数范围为 190 ~ 290℃、330 ~ 380℃ 和 440 ~ 490℃,盐度范围为 2.65% ~ 8.41% NaCleqv;细粒石英流体包裹体均一温度范围为 180 ~ 550℃,众数范围为 180 ~ 250℃、330 ~ 360℃,盐度范围为 5.05% ~ 19.60% NaCleqv;不同产状石英流体包裹体均一温度均有温度高于 400℃ 的样品,这样的高温包裹体均来自不规则包裹体,可能会受到后期构造破坏的影响。方解石流体包裹体均一温度范围为 160 ~ 220℃,众数范围为 180 ~ 220℃,盐度范围为 3.34% ~ 6.22% NaCleqv;闪锌矿流体包裹体均一温度为 118℃,盐度为 0.57% NaCleqv。

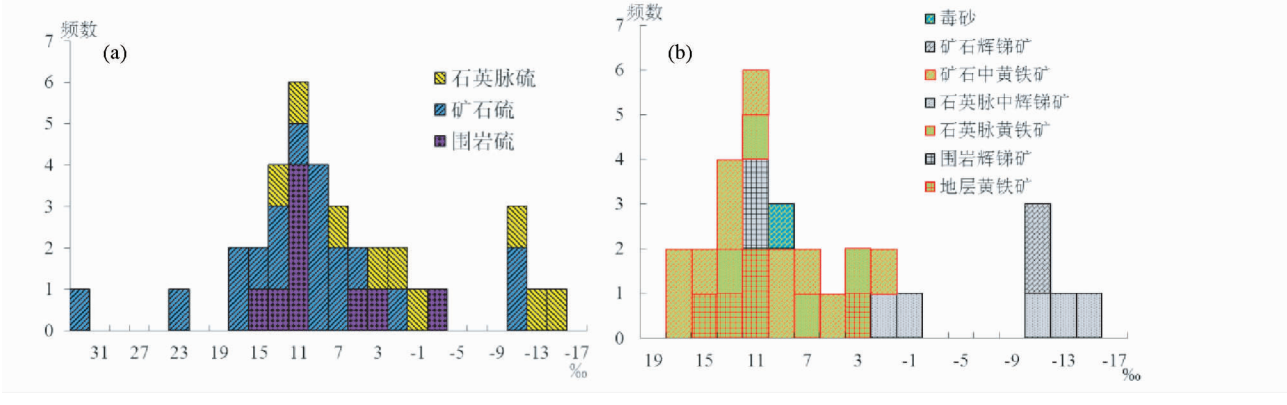

图 4 高龙金矿不同产状硫同位素(a)和不同产状硫化物硫同位素(b)柱状图

Fig. 4 Histogram of S isotopic content for different rock by occurrence (a) and for different sulfide (b) in Gaolong gold deposit

表 5 高龙金矿不同类型流体包裹体特征表

Table 5 Character of inclusion fluid in different minerals of Gaolong district

石英类型	样品号	测定点数	主矿物	类型	种类	形态	大小(μm)	相比(%)	完全均一温度(℃)	盐度(wt% NaCleqv)	资料来源
石英主脉	GL32	3	石英	原生	V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	5~6	5~15	289~347		①
	GL74	9	石英		V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	3~8	5~10	228~328		①
	GL1-10	9	石英		V-L	不规则、规则	2~12	3~5	117~271	3.55~6.59	②
	GL1-24	11	石英		V-L	不规则	2~6	5~20	212~395	4.03~7.86	②
	GL1-28	6	石英		V-L	不规则、规则	2~12	3~10	>550		②
	GL1-48	10	石英		V-L	规则、不规则	2~6	5~20	116~378	4.95~6.74	②
	GL1-49	9	石英		V-L	不规则、规则	2~4	5~15	265~550	7.17~8.00	②
	GL1-56	7	石英		V-L(富气)	规则、不规则	2~6	10~60	282~550	2.41~2.90	②
	GL1-58	15	石英		V-L	规则、不规则	2~8	5~20	177~292	4.65~6.88	②
	GL2-16	3	石英		V-L	规则	2~6	5~19	190~324	7.31~8.00	②
	GL2-16	9	方解石		V-L	规则	2~12	5~15	142~212	2.90~7.31	②
	GL2-22	3	石英		V-L	不规则、规则	2~10	10~15	335~550		②
石英大脉	G4	3	石英	原生	V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	5	5~10	268~330		①
	GL33	5	石英		V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	5~8	5~10	152~309		①
	GL43	4	石英		V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	3~5	5~10	324~430		①
	GL73	2	石英		V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	3~5	5	33~291		①
	GL1-11	8	石英		V-L	不规则	2~6	10~40	350~550	4.65~5.11	②
	GL1-13	7	石英		V-L	不规则、规则	3~5	3~30	103~550	4.49	②
	GL1-14	8	石英		V-L	不规则、规则	2~5	10~30	443~550		②
	GL1-17	10	石英		V-L	不规则	2~10	5~20	119~286	1.05~6.74	②
	GL1-18	13	石英		V-L	规则、不规则	1~5	10~20	162~287	5.41~7.73	②
	GL1-20	11	石英		V-L	规则、不规则	1~5	3~10	206~274	4.80~6.30	②
	GL1-21	10	石英		V-L	不规则、规则	2~5	5~10	163~258	4.49~6.45	②
	GL1-22	15	石英		V-L	规则、不规则	2~14	5~30	82~417	2.07~19.60	②
	GL1-29	13	石英		V-L	不规则、规则	2~10	5~15	160~241	4.03~6.59	②
	GL1-31	13	石英		V-L	不规则	1~7	5~20	101~283	4.65~7.02	②
	GL1-35	9	石英		V-L	不规则、规则	2~6	5~20	198~400	3.06~7.59	②
	GL1-38	6	石英		V-L	不规则	2~5	10	315~275	6.74~8.68	②
	GL1-40	10	石英		V-L	不规则	2~12	5~10	211~453	3.55~7,45	②
	GL1-6	12	石英		V-L	不规则	1~14	5~30	222~290	2.74~7.02	②
	GL41	11	石英		V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	5~10	5~20	124~384		①
石英细脉	G2	5	石英	原生	V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	5~6	5~10	270~335		①
	G3	12	石英		V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	5~10	5~20	154~311		①
	GL44-1	14	石英		V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	3~8	5~10	161~361		①
	GL65	4	石英		V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	5~6	5	271~242		①
	GL207	13	石英		V-L	不规则、椭圆形、浑圆形	5~15	5~10	119~186		①
	GL1-34	6	石英		V-L	规则	2~6	5~10	219~308	4.34~4.80	②
	GL1-37	15	方解石		V-L	不规则、规则	2~16	5~40	151~401	3.23~6.45	②
	GL1-41	6	石英		V-L	不规则	2~6	5~10	416~550	5.71~6.01	②
	GL1-42	4	石英		V-L	规则	2~5	5~10	305~424	8.41	②
	GL1-51	14	石英		V-L	规则、不规则	2~10	3~20	103~451	2.65~12.51	②
	GL1-55	9	石英		V-L	不规则、规则	1~6	5~15	232~387	4.65~7.31	②
	GL1-8	11	石英		V-L	不规则、规则	2~8	5~10	315~413	3.23~5.86	②
	GL2-37	16	方解石		V-L	不规则、规则	2~10	3~10	99~382	1.91~5.11	②
	GL2-8	9	石英		V-L	规则、规则	2~6	3~20	110~307	4.96~8.68	②
	GL2-8	6	石英		LCO_2	规则、不规则	4~8	20~60	371~398	3.71~4.44	②
	GL2-9	12	石英		V-L	规则	2~5	5~25	132~328	6.74~8.41	②
	GL2-9	7	闪锌矿		V-L	不规则、规则	2~12	3~10	92~134	0.35~0.88	②
围岩	GL1-23	15	方解石	原生	V-L	不规则	2~14	5~30	169~306	4.18~7.17	②
	GL1-45	16	方解石		V-L	不规则、规则	2~40	5~10	120~267	2.74~4.18	②
	GL1-46	16	方解石		V-L	不规则、规则	2~18	5~20	126~188	2.57~4.96	②
	GL2-15	18	方解石		V-L	不规则、规则	2~24	5~10	157~218	5.56~7.17	②
	GL2-3	18	石英		V-L	不规则、规则	2~8	5~30	171~337	5.86~7.31	②

注:① 据胡明安等,2003;② 本文

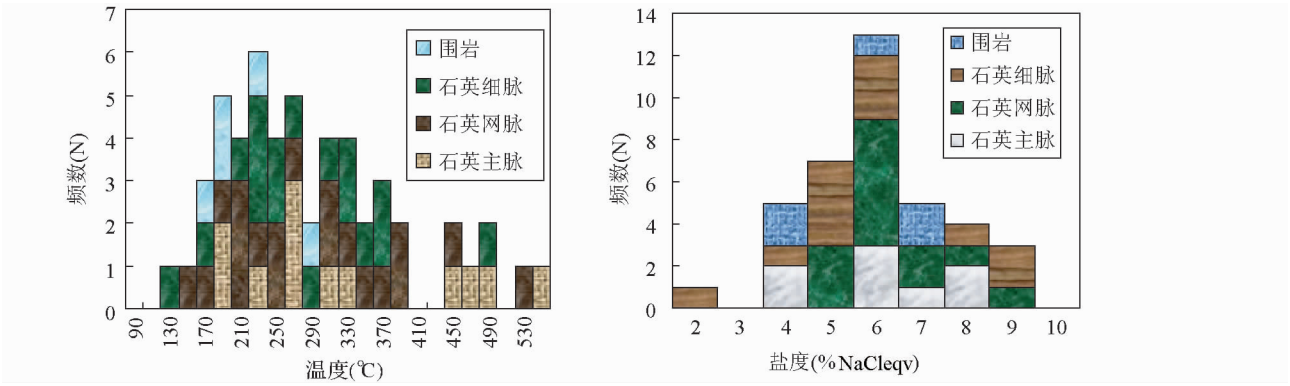

图 5 高龙金矿流体包裹体均一温度、盐度直方图

Fig. 5 Histogram of homogeneity temperature and salinity for Gaolong gold deposit

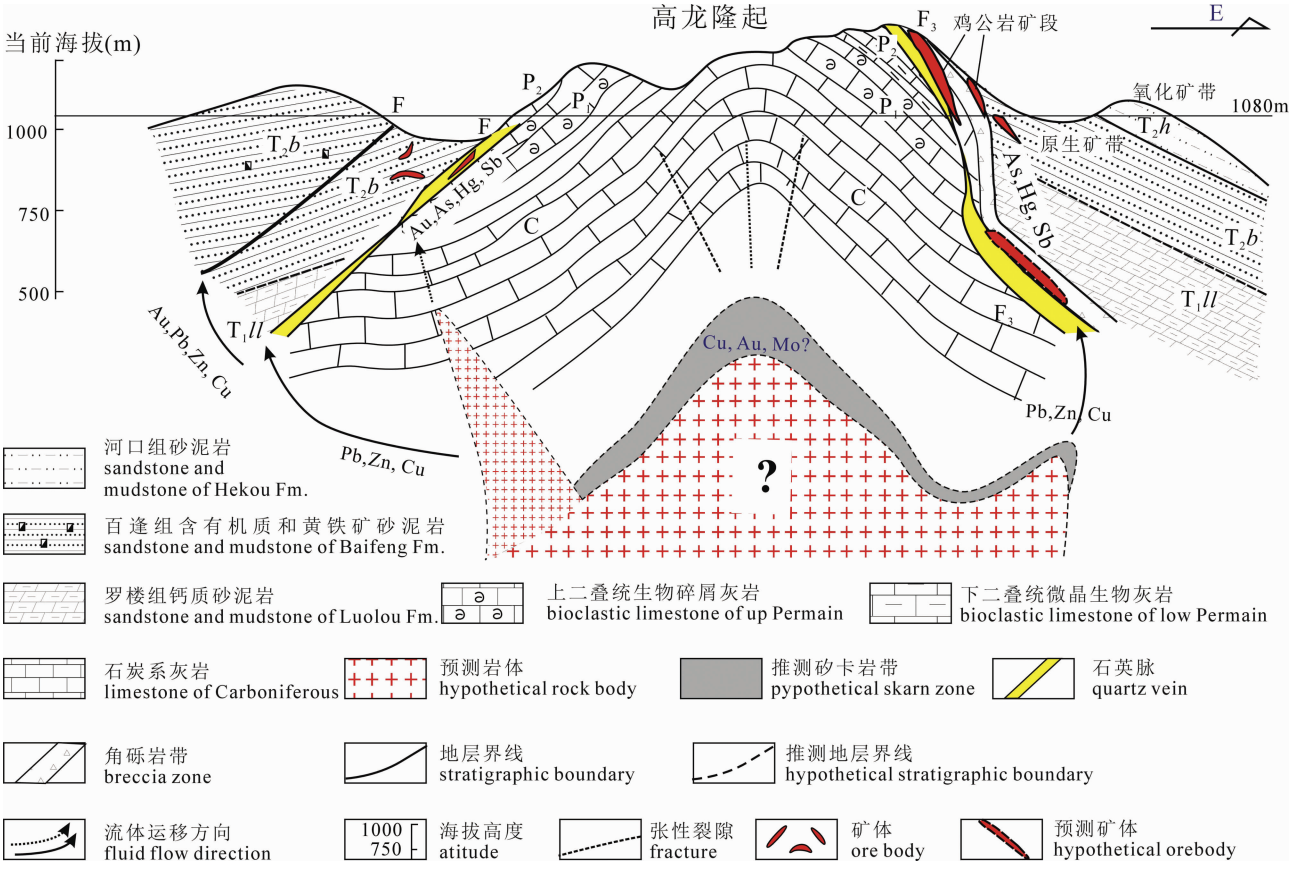

图 6 广西高龙金矿矿床成矿模式图

Fig. 6 Schematic diagram of metallogenic model for Gaolong gold diposit

4 隆起构造及控矿断裂

滇黔桂地区晚古生代拗陷区中的小隆起区及其边缘是控制金矿产出的有利构造部位,高龙隆起就是区内古隆起构造控矿的典型实例,因此高龙隆起的成因研究成为高龙金矿乃至整个滇黔桂金矿床成因研究的重要问题。隆起边缘的控矿断裂在二叠纪至三叠纪都有其活动的痕迹,那么相对金成矿而言这些断层具有后期断裂性质还是同生断层的性质?这一问题的解决将对于沉积喷流成因和后生热液成因认识的界定起到关键作用。

卡林型金矿成矿作用往往显示出同构造变形特征(Peters, 2004; Peters *et al.*, 2007),滇黔桂地区许多金矿床均受到穹窿和剪切带的控制,这一构造变形和成矿作用可能

与右江盆地的断裂系统活动有关(Chen *et al.*, 2011)。高龙金矿受穹窿和断裂控制作用明显,高龙隆起走向北西西,以断裂为主,四周地层产状向四周倾斜,三叠系中褶皱发育,其轴向展布可分为东西向和南北向两组,东西向多发育在隆起区南北两侧,规模较大,南北向多发育在隆起区的东西两侧,规模较小,倾角较缓,靠近隆起边缘滑脱面附近,次级褶皱相当发育,但规模很小,其轴长仅数米至数十米,轴向多变,有歪斜、平卧甚至倒转。隆起周边地层次级褶皱强度随远离滑脱面而变弱,属滑动断裂派生的刺激褶皱。

矿区断裂构造十分发育,有近东西向、近南北向和北西西向三组断裂。东西向和南北向两组断裂(F_1 ~ F_4)联合组成一个环状断裂,分布于隆起区周围,其走向长、断距大、破碎带宽,破碎带全部硅化,是矿区的主要导矿、容矿构造,北西西向断裂(F_9)晚于上述两组断裂,切穿区内所有地层。总体表现为环状断裂,活动仅限于隆起边缘部位,其两端均未穿入周边地层,说明活动较早,控制隆起、拗陷区界线即三叠纪岩相古地理,为基底断层;北西西断裂发育于基底层及盖层之内,并切穿环状断裂,局部与其复合,说明该期活动较晚,很可能与右江褶皱带形成同期;环状断裂具多次继承性活动,控制热液活动,与蚀变矿化关系密切。

区内边缘断层内普遍发育硅化,本次工作对这些硅化带中的石英的含金性通过中子活化技术进行了分析,结果显示断裂带中的石英虽然金的含量尚未达到构成金矿体的丰度,但金含量略高于其他地层金元素含量(表 1),说明该断裂带中的含石英热液流体具有携带金元素的能力。

5 矿床成因探讨

5.1 热液成矿特征

从蚀变特征考虑,虽然硅化石英中的含金量并不能构成金矿体,但硅化仍是高龙金矿最为明显蚀变找矿标志,硅化特别是石英脉发育地段往往是金矿体发育富集的主要地段。矿体地质特征显示,在高龙矿区的各个矿段均发育有不同程度的硅化,同时伴随有黄铁矿化、褐铁矿化、粘土化、局部有毒砂化、辉锑矿化等。矿化集中发育在具有硅化、黄铁矿化的角砾状构造细碎屑岩或硅化、黄铁矿化的细碎屑岩内,且具有角砾状构造的硅化、黄铁矿化细碎屑岩的含金品位高于未发生角砾化作用的矿石,但硅化强烈的石英脉体和未发生硅化、黄铁矿化的角砾岩中含金性却很低;金矿化期的硅化和与成矿后期形成的热液石英脉存在一定的差异,成矿期的硅化一般形成微晶-隐晶或细晶质的石英,且分布较为均匀,并伴随有均匀分布的细小他形-半自形的黄铁矿化。这种硅化使得矿化岩石具有致密坚硬,但保留原岩组构特征的特点,经地表风化后,呈褐红色的褐铁矿化。成矿后的石英脉则表现出很好的石英晶形,一般形成石英脉体,呈脉状、网脉状、稀疏细脉状等构成各类角砾岩的充填胶结物,这种硅化大都结晶完好且颗粒粗大,这类石英脉虽然不含金,但对前期矿化形成的金矿石具有活化和富集作用。矿石表现为原生矿石被后期石英脉所切穿,早期细粒石英脉被后期粗粒石英脉所穿切,大多数角砾具有明显的可拼接性,说明矿区硅化具有后期热液充填特征。

5.2 浅水沉积特征

桂西北泥盆系-下三叠统属于滇黔桂海盆的一部分,以海相碳酸盐岩建造和含煤、铝土矿为主的浅海沉积环境(胡明安等, 2003),发育大量的生物化石,岩性和化石特征反映了该区自泥盆纪以来一直保持海水相对较浅的沉积环境。到中三叠世,碳酸盐岩台地快速下沉,为较深水的碎屑物沉积所覆盖,高龙矿区位于深水台盆相沉积环境,发育有大量的浊流沉积,浊积岩底界面发育丰富的底模构造,如重荷模、沟模、槽模等,海相泥岩中发育较为丰富的菊石、瓣鳃、腕足类等化石。根据地层中生物化石的种属判断,早三叠世右江浊积盆地最大水深不会超过 1000m(吴江,1991),中三叠世盆地水深在 300 ~500m 左右(王国田,1989;吴江,1991),到晚三叠世,盆地水深已经减少到 30m 以内(胡明安等,2003)。然而现代海底上硫化物烟筒和活的黑烟囱(Black Smoker)均见于深水区,一般达数千米深。目前已知最浅的黑烟囱距海面 lkm 以下(刘继顺,1996)。因此,高龙金矿的沉积环境与传统意义上的海底喷流沉积矿床的形成的水体深度存在一定出入,用喷流沉积成因解释高龙金矿的形成存在较大的风险。

5.3 地球化学特征

Arehart (1996, 1999)、Ekburg (1986)、Zhou and Wang (2003)、Stephen *et al.* (1999)等研究认为,As、Sb、Hg、Tl 和 Ba 等元素可作为寻找为卡林型(微细浸染型)金矿床的化探标志。高龙矿区范围内各时代地层 Au、As、Hg、Sb 等元素的含量明显高于矿区外围,说明矿区内赋矿围岩中这些异常元素淋滤自外围地层或者有其他来源,考虑到矿区范围内发育大面积的硅化、黄铁矿化、方解石化、辉锑矿化等蚀变现象,本区应存在热液活动,且构造热液活动与金矿化关系密切;构造破碎带内,不同岩石的含金量为角砾状砂泥岩 > 角砾状灰岩 > 硅化岩 > 石英 > 硅化灰岩 > 灰岩。角砾状砂泥岩和角砾状灰岩的胶结物多为热液石英脉,角砾则为围岩地层中的砂泥岩或者灰岩或者早期形成的硅化岩,之所以角砾岩中的金含量较高,存在两方面的原因,一是热液石英流体携带金元素,遇到角砾岩时由于水岩反应或者地球物理及地球化学条件的变化时发生卸载成矿,导致围岩金含量升高;二是由于石英热液流体流经围岩地层时,活化地层中的金元素,在与围岩角砾作用过程中卸载而导致角砾岩中的金含量增加。角砾状砂泥岩含金性高于角砾状灰岩的原因也存在两个方面,一是砂泥岩地层中原始金的含量较之灰岩地层中的含量高;二是砂泥岩地层的物理性质决定其更具有吸附金的能力,泥质岩又是很好的不透水层,在一定程度上阻止了流

体的继续向外扩散,有利于金元素在砂泥岩角砾的孔隙中富集、沉淀;角砾状灰岩较之砂泥岩具有致密、连通性差的特点,成矿流体很难在灰岩地层中运移和沉淀,另外由于灰岩地层本身的含金性差,这些均能导致角砾状灰岩中的含金性较角砾状砂泥岩差。构造破碎带内 Au、As、Sb、Hg 等元素高,若金元素是区内含金热液活动的结果,那么断裂破碎带可能就是本区热液活动导矿构造。

稀土元素分析表明含金硅化细碎屑岩与细碎屑岩具有相似的稀土元素组成,它们之间具有成因上的联系,灰岩的稀土元素组成明显不同于细碎屑岩,也有别于金矿石标本,因而与成矿作用的关系不密切。一部分石英脉及黄铁矿的稀土元素组成与金矿石的相同,因而具有成因联系;另一部分石英脉的稀土元素组成则与金矿石的明显不同,表明石英脉可能具有多期次,多来源的特征,围岩细碎屑岩可能构成了高龙金矿床的矿源层。

高龙金矿 $\delta^{34}S$ 值同位素具有"重硫型"特征,从地层黄铁矿、矿层黄铁矿、成矿主阶段黄铁矿到成矿晚阶段辉锑矿,$\delta^{34}S$ 值呈递降规律,存在两种解释:一为硫有两种来源。原地层中硫化物富重硫,后来的含矿热液富轻硫,成矿热液对地层中黄铁矿具有改造作用,同时矿层黄铁矿对地层中黄铁矿具有继承性。另一解释是高龙金矿是在开放环境中形成的。通常在封闭环境下,早期矿化阶段先结晶的硫化物相对贫重硫,$\delta^{34}S$ 值偏低;随温度和氧逸度的下降,硫逸度增大,硫化物重硫比重会增大,$\delta^{34}S$ 值偏高。而高龙金矿成矿主阶段和晚阶段硫同位素组成特点与其刚好相反,即随热液的演化,晚阶段硫化物的 $\delta^{34}S$ 值低于早阶段,为负值,示富轻硫。因此,高龙金矿成矿作用并非在开放系统内进行,硫具有多来源特征特别是成矿晚期的辉锑矿,其 $\delta^{34}S$ 值为负值,说明成矿后期有深源硫的加入。

5.4 流体包裹体特征

高龙金矿石英包裹体均一温度变化范围较大,最小温度值为92℃,高温部分可达 400℃,盐度总体以低盐度为主。自石英主脉向外,温度逐渐降低,盐度变化不大。石英细脉包裹体和石英网脉的流体包裹体均一温度范围类似,低于石英主脉温度,石英细脉和石英网脉与石英主脉的热液流体具有相同来源特征。方解石流体包裹体形成温度、盐度明显有别于石英的形成温度,具有低温成因特征,方解石的形成与石英的形成并非同一阶段热液活动的产物,结合野外地质体穿插关系和显微镜下矿物共生组合观察,初步得出碳酸盐岩形成阶段晚于石英形成阶段,该阶段的热液活动代表着区内成矿作用的结束阶段。石英流体包裹体的高温、低盐度的特征很难用沉积喷流的低温、高盐度的流体来解释,同时又与目前流行的盆地流体普遍具有中低温的流体性质存在一定的差异。

5.5 成矿时代

高龙赋矿层位为中三叠统百逢组碎屑岩推断金矿床的成矿时代应等于或者晚于百逢组地层沉积年龄。根据区域构造运动,印支期运动是地壳拉张应力下以升降运动为主的历史,燕山期为板块碰撞挤压背景下以水平运动为主的进程,因此初步推断高龙隆起应为印支期的升降构造运动产物。在燕山早期区域内酸性岩浆活动频繁,矿区外围出露有石英斑岩、花岗斑岩浅成脉体,同时不能排除高龙隆起深部存在隐伏岩体的可能,若存在隐伏岩体则可为金成矿提供热源和热液,初步推断矿床成矿时代应为印支晚期-早燕山早期。

关于桂西北金矿床的同位素年代学研究,前人业已进行了不断尝试,广西壮族自治区地质矿产局(1989)、国家辉等(1992)、王国田(1992)、李泽琴等(1995)利用测得金牙金矿黄铁矿流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄值为 276 ± 28Ma,绢云母 Rb-Sr 等时线年龄为 206 ± 12Ma。本文对高龙金矿石英进行了流体包裹体 Rb-Sr 法测年工作,并未获得较为可靠的等时线年龄结果。测试的 9 个测点数据仅有 5 个测点获得了 255 ± 15Ma 的等时线年龄结果,其余点均位于这一年龄等时线之下,9 点平均年龄值为 173Ma。其中 255Ma 这一年龄结果同金牙黄铁矿 276Ma 的年龄结果类似,可能继承了围岩地层同位素组成特征,代表了围岩地层的形成年龄,其他测点数据则反映了石英脉的形成时间应晚于这一地层形成年龄值。对比滇黔桂地区推测的区域成矿年龄,如烂泥沟金矿含砷黄铁矿年龄、热液充填成因绢云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年结果 194.6 ± 2Ma(陈懋弘等,2007, 2009),水银洞热液方解石 Sm-Nd 等时线年龄 134 ± 3Ma ~ 136 ± 3Ma(Su *et al.*, 2009),分析滇黔桂地区的成矿年龄应集中在 130 ~ 206Ma 之间,为印支期造山挤压向燕山期伸展的构造转换期。

6 成矿模式

通过以上地质、地球化学特征分析,推断高龙金矿所在隆起底部有存在深部隐伏的岩体或者岩枝的可能,原因如下:(1)高龙地区呈同心圆热液晕型环状影像,推测其深部可能有岩体存在(李存有,1994a);(2)构造破碎带内具有构造热液充填特征;(3)地球化学元素分析显示高龙隆起周缘具有高的成矿元素异常场,发育明显的构造热液活动蚀变矿物,断裂破碎带可能就是本区热液活动导矿构造;(4)包裹体均一温度可达 330 ~ 380℃,盐度集中在 2.50% ~ 8.68% NaCleqv 之间,这一中高温、低盐度的特征很难用沉积喷流的低温、高盐度的流体来解释,又与目前流行的盆地流体普遍具有中温、中高盐度的流体性质存在一定的差异,岩浆热液流体则具有高温、低盐度的特征。

基于对深部隐伏岩体存在的推断,结合地质、地球化学特征分析,初步得出以下成矿模式(图6):泥盆纪-晚二叠世,右江盆地发生大规模张裂,在拉张应力作用下,导致了隆起与拗陷交错局面,形成了孤岛、半孤岛状的小隆起区。印支-燕山碰撞造山阶段,区内岩浆活动频繁,在岩浆上涌的应力

作用下,小隆起区进一步上隆,同时在小隆起区边缘多形成边缘断裂系统,将小隆起所围限,正是这些断裂为热液上涌提供了通道。热液在流经沉积地层过程中不断萃取地层中的 Au、Ag、As、Sb、Hg 等元素,形成含矿热液流体。同时,隆起区边缘断裂又是深部热液与地表水相遇的混合地带,物理化学条件在这里发生明显变化,有利于成矿物质的沉淀,成为热水成矿物质沉淀的有利场所。

References

Arehart GB, Chryssoulis SL and Kesler SE. 1993. Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits: Implications for depositional processes. Economic Geology, 88:171 – 185

Arehart GB. 1996. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: A review. Ore Geology Reviews, 11: 383 – 403

Arehart GB. 1999. Geochemistry of Carlin-type gold deposits in the Great basin, the USA. Chinese Science Bulletin, 44(S2): 240 – 242

Chen CH, He BB, Gu XX and Liu JM. 2003. A typical synsedimentary micro-disseminated gold deposit: Gaolong gold deposit in northwestern Guangxi. Journal of Jilin University (Earth science Edition), 33(3): 290 – 295 (in Chinese with English abstract)

Chen CH, He BB, Gu XX and Liu JM. 2004. Analysis of genesis and depositional environment of the immediate host siliceous rocks from Gaolong gold deposit in northwestern Guangxi Province. Acta Sedimentologica Sinica, 22(1): 54 – 58 (in Chinese with English abstract)

Chen DJ, Huang YD and Xie SY. 2003. Mineralizing by hot water deposition in Gaolong gold deposit, Guangxi. Mineral Resources and Geology, 17(5): 583 – 588 (in Chinese with English abstract)

Chen DJ and Xie SY. 2004. Geological characteristics and ore-forming model of Gaolong Au deposit, Guangxi. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 19(4): 228 – 232 (in Chinese with English abstract)

Chen KL and Xu ZC. 2000. Preliminary discussed on protective measure of legitimate rights of the owner of exploration right. Guangxi Geology, 13(2): 17 – 22 (in Chinese with English abstract)

Chen M, Huang QW, Hu Y, Chen ZY and Zhang W. 2009. Genetic types of phyllosilicate (micas) and its ^{39}Ar-^{40}Ar dating in Lannigou gold deposit, Guizhou Province, China. Acta Mineralogica Sinica, 29(3):353 – 362 (in Chinese with English abstract)

Chen MH, Mao JW, Qu WJ, Wu LL, Uttley PJ, Norman T, Zheng JM and Qin YZ. 2007. Re-Os dating of arsenian pyrites from the Lannigou gold deposit, Zhenfeng, Guizhou Province, and its geological significances. Geological Review, 53(3): 371 – 382 (in Chinese with English abstract)

Chen MH, Mao JW, Bierlein FP, Norman T and Uttley PJ. 2011. Structural features and metallogenesis of the Carlin-type Jinfeng (Lannigou) gold deposit, Guizhou Province, China. Ore Geology Reviews, 43:217 – 234

Dickson FW and Radtke AS. 1986. Physical chemical processes affecting deposition of silica in Carlin-type gold deposits. Journal of Geochemical Exploration, 25(1 – 2): 238

Ekburg C. 1986. Geochemistry and alteration studies at Carlin gold's Maggie Creek deposit. Journal of Geochemical Exploration, 25(1 – 2): 246

God R and Zemann J. 2000. Native arsenic-realgar mineralization in marbles from Saualpe, Carinthia, Austria. Mineralogy and Petrology, 70: 37 – 53

Guo JH, Huang DB and Shi LD. 1992. The Metallogeny and Prospecting Model for Micro-disseminated Gold Deposit in Northwest Guangxi Province, China. Beijing: Seismological Press, 1 – 166 (in Chinese)

Hu MA, Zhuang XG and Zhao YH. 2003. Metallogeny and Exploration on the Karlin Gold Deposit of Gaolong, Guangxi Province. Wuhan: The Press of China University of Geoscience, 1 – 238 (in Chinese)

Ilchik RP and Barton MD. 1997. An Amagmatic origin of Carlin-type gold deposits. Economic Geology, 92:269 – 288

Kesler SE, Riciputi LC and Ye ZJ. 2005. Evidence for a magmatic origin for Carlin-type gold deposits: Isotopic composition of sulfur in the Betze-Post-Screamer Deposit, Nevada, USA. Mineralium Deposita, 40(2): 127 – 136

Lei W, Lin JF and Xie QL. 2001. The geochemical evidence of hydrothermal event in Gaolong gold deposit of Guangxi. Guangxi Geology, 14(3): 19 – 22(in Chinese with English abstract)

Li CY. 1994a. The geological and geochemical features of Gaolong gold deposit and their significance in gold searching. Journal of Precious Metallic Geology, 3(4): 278 – 288 (in Chinese with English abstract)

Li CY. 1994b. The isotope earth chemical feature of the Gaolong gold deposit and its geology significance. Journal of Precious Metallic Geology, 3(2): 123 – 130 (in Chinese with English abstract)

Li L and Jiang YW. 1995. Geological characteristics and minerogenetie mechanism of Gaolong gold deposits. Journal of Shenyang Institute of Gold Technology, 14(4): 301 – 307 (in Chinese with English abstract)

Li L and Guan GY. 1996. The study on metallogeny of Gaolong gold deposit, Northwest Guangxi. Journal of Precious Metallic Geology, 5(4): 279 – 287 (in Chinese with English abstract)

Li T. 1976. Chemical element abundances in the earth and its major shells. Geochimica, (3): 167 – 174 (in Chinese with English abstract)

Li ZQ, Chen SD, Wang JZ, Li FC and Wang GT. 1995. Isotope geochemistry of Jinya disseminated gold deposit in western Guangxi. J. Mineral. Petrol., 15(2) 66 – 72 (in Chinese with English abstract)

Liu JS. 1996. Some problems in studies of the exhalativese dimentary mineralization. Mineral Resources and Geology, 10(1):6 – 10 (in Chinese with English abstract)

Nelson CE. 1990. Comparative geochemistry of jasperoids from Carlin-type gold deposits of the western United States. Journal of Geochemical Exploration, 36: 171 – 195

Pang BC, Hu YH, Mao JQ and Fan XG. 2005. Rock-dispersion intensive measurement for quick assessment of dispersion anomaly. Mineral Resources and Geology, 19(3): 294 – 295 (in Chinese with English abstract)

Peters SG. 2004. Syn-deformational features of Carlin-type Au deposits. Journal of Structural Geology, 26: 1007 – 1023

Peters SG, Huang JZ, Li ZP and Jing CG. 2007. Sedimentary rock-hosted Au deposits of the Dian-Qian-Gui area, Guizhou, and Yunnan provinces, and Guangxi District, China. Ore Geology Review, 31:170 – 204

Rytuba JJ. 1986. Arsenic minerals as indicators of conditions of gold deposition in Carlin-type gold deposits. Journal of Geochemical Exploration, 25(1 – 2): 237 – 238

Stephen EK, Simon G, Stenger D, Fortuna J and Ye ZJ. 1999. Ore controls and depositional mechanisms in Carlin-type gold deposits. Chinese Science Bulletin, 44(S2): 262 – 263

Su WC Xia B, Zhang HT. Zhang XC and Hu RZ. 2008. Visible gold in arsenian pyrite at the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China: Implications for the environment and processes of ore formation. Ore Geology Reviews, 33: 667 – 679

Su WC, Hu RZ, Xia B, Xia Y and Liu YP. 2009. Calcite Sm-Nd isochron age of the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China. Chemical Geology, 258: 269 – 274

Wang GT. 1989. Preliminary discussion on the ore-forming mechanism of the micro-grained disseminated JY gold deposit in northwestern Guanxi. Guangxi Geology, 2(2): 15 – 24 (in Chinese with English abstract)

Wang GT. 1992. Three strontium and rubidium isotime ages in Northwest

Guangxi. Guangxi Geology, 5(1): 29 – 35 (in Chinese with English abstract)
Wu J. 1991. Sedimentology to Middle Triassic gold-bearing turbidite series and metallogenic background to micro-disseminated gold deposit in the northwestern area of Guangxi Zhuang autonomous region, China. Ph. D. Dissertation. Beijing: China University of Geoscience, 1 – 154 (in Chinese with English summary)
Xie ZX. 2000. Geological feature and metallogeny of the Gaolong gold deposit in Tianlin Guangxi Province. Gold Science and Technology, 8(5): 28 – 36 (in Chinese with English abstract)
Xu ZG, Chen YC, Wang DH, Chen ZH and Li HM. 2008. The Scheme of the Classification of the Minerogenetic Units in China. Beijing: Geological Publishing House. 1 – 138 (in Chinese with English abstract)
Yan SX and Meng XG. 1996. Ore-controlling structures in Gaolong gold ore deposit, northwestern Guangxi Province. Journal of Geomechanics, 2(4): 31 – 35 (in Chinese with English abstract)
Zhang YZ, Li H, Liu WH, Xu WY and Dai TG. 2008. Isotope geochemistry of the Gaolong micro-disseminated gold deposit in Guangxi. Acta Geoscientica Sinica, 29(6): 697 – 702 (in Chinese with English abstract)
Zhou YQ and Wang KR. 2003. Gold in the Jinya Carlin-type deposit: Characterization and implications. Journal of Minerals & Materials Characterization & Engineering, 2(2): 83 – 100
Zhu YF, An F and Tan JJ. 2011. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review. Geoscience Frontiers, 2(3): 367 – 374

附中文参考文献

陈翠华, 何彬彬, 顾雪祥, 刘建明. 2003. 一种典型的同生沉积型微细浸染型金矿床——桂西北高龙金矿床. 吉林大学学报: 地球科学版, 33(3): 290 – 295
陈翠华, 何彬彬, 顾雪祥, 刘建明. 2004. 桂西北高龙金矿床含矿硅质岩成因及沉积环境分析. 沉积学报, 22(1): 54 – 58
陈大经, 黄有德, 谢世业. 2003. 广西高龙金矿热水沉积成矿作用研究. 矿产与地质, 17(5): 583 – 588
陈大经, 谢世业. 2004. 广西高龙金矿成矿地质特征及成矿模式. 地质找矿论丛, 19(4): 228 – 232
陈开礼, 徐智常. 2000. 高龙鸡公岩金矿床成因新认识及找矿意义. 广西地质, 13(2): 17 – 22
陈懋弘, 毛景文, 屈文俊, 吴六灵, Uttley PJ, Norman T, 郑建民, 秦运忠. 2007. 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. 地质论评, 53(3): 371 – 382
陈懋弘, 黄庆文, 胡瑛, 陈振宇, 章伟. 2009. 贵州烂泥沟金矿层状硅酸盐矿物及其 ^{39}Ar-^{40}Ar 年代学研究. 矿物学报, 29(3): 353 – 362
国家辉, 黄德保, 施立达. 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 – 166
胡明安, 庄新国, 赵颖弘. 2003. 广西高龙卡林型金矿的成矿与找矿. 武汉: 中国地质大学出版社, 1 – 238
雷威, 林锦富, 谢庆林. 2001. 广西高龙金矿床存在热水沉积事件的地球化学证据. 广西地质, 14(3): 19 – 22
李存有. 1994a. 高龙金矿地质-地球化学特征及找矿意义. 贵金属地质, 3(4): 278 – 288
李存有. 1994b. 高龙金矿同位素地球化学特征及其地质意义. 贵金属地质, 3(2): 123 – 130
李力, 姜云武. 1995. 高龙式金矿地质特征及成矿机理. 沈阳黄金学院学报, 14(4): 301 – 307
李力, 关广岳. 1996. 桂西北高龙式金矿的成矿机理研究. 贵金属地质, 5(4): 279 – 287
黎彤. 1976. 化学元素的地球丰度. 地球化学, (3): 167 – 174
李泽琴, 陈尚迪, 王奖臻, 李福春, 王国田. 1995. 桂西金牙微细浸染型金矿床同位素地球化学研究. 矿物岩石, 15(2): 66 – 72
刘继顺. 1996. 喷流沉积作用研究的若干问题. 矿产与地质, 10(1): 6 – 10
庞保成, 胡云沪, 毛军强, 范旭光. 2005. 高龙金矿金品位统计分布特征及其对深部矿化信息的指示. 矿产与地质, 19(3): 294 – 295
王国田. 1989. 桂西北微细浸染型 JY 金矿床形成机制初探. 广西地质, 2(2): 15 – 24
王国田. 1992. 桂西北地区三条铳-锶等时线年龄. 广西地质, 5(1): 29 – 35
吴江. 1991. 桂西北区中三叠统含金浊积岩系沉积学及微细浸染型层控金矿床成矿背景. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学, 1 – 154
谢卓熙. 2000. 广西田林高龙金矿地质特征及成因. 黄金科学技术, 8(5): 28 – 36
徐志刚, 陈毓川, 王登红, 陈郑辉, 李厚民. 2008. 中国成矿区带划分方案. 北京: 地质出版社, 1 – 138
燕守勋, 孟宪刚. 1996. 桂西北高龙金矿床的控矿构造. 地质力学学报, 2(4): 31 – 35
张永忠, 李蘅, 刘悟辉, 徐文炘, 戴塔根. 2008. 广西高龙微细浸染型金矿床同位素地球化学研究. 地球学报, 29(6): 697 – 702