

文章编号: 0258-7106(2014)01-0001-13

桂西巴马料屯金矿床成矿年代上限的确定

——对滇黔桂“金三角”卡林型金矿年代学研究的启示*

陈懋弘¹, 张 延², 蒙有言³, 陆 刚⁴, 刘苏桥⁵

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用和资源评价重点实验室, 北京 100037; 2 广西第一地质队, 广西 桂林 541100; 3 广西地博矿业集团有限责任公司, 广西 南宁 530022; 4 广西区域地质调查研究院, 广西 桂林 541003; 5 桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林 541004)

摘 要 广西巴马料屯金矿床是较为典型的卡林型金矿床, 金矿体与燕山晚期石英斑岩脉空间上相关。矿床勘查成果和野外露头观察均表明石英斑岩脉切割金矿体, 说明岩浆岩形成于矿体之后。成矿元素地球化学测量结果表明, Au 、 As 元素沿石英斑岩脉走向出现明显的分异, 表现为在导矿和容矿断层区段 Au 、 As 质量分数高, 局部形成矿(化)体, 远离矿体的砂泥岩和灰岩围岩地段, 则逐渐降低至正常背景值, 说明石英斑岩侵位过程中切割早期的矿体或含矿断层, 萃取了矿(化)体中成矿元素 Au 、 As , 从而在这些断层之间形成一定宽度的高值带。成矿元素地球化学测量支持岩浆岩形成于矿体之后的结论。石英斑岩脉白云母斑晶的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 $(95.5 \pm 0.7) Ma$, 代表了岩浆侵位年龄, 由于岩脉形成于矿体之后, 此年龄可以作为成矿年代的上限年龄。本矿床及滇黔桂“金三角”其他卡林型金矿的确切成矿年代, 尚需更多高精度直接成矿年龄数据的约束。

关键词 地质学; 石英斑岩; 成矿年代上限; 卡林型金矿; 广西料屯

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Determination of upper limit of metallogenic epoch of Liaotun gold deposit in western Guangxi and its implications for chronology of Carlin-type gold deposits in Yunnan-Guizhou-Guangxi “golden triangle” area

CHEN MaoHong¹, ZHANG Yan², MENG YouYan³, LU Gang⁴ and LIU SuQiao⁵

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 No. 1 Geological Party of Guangxi, Guilin 541100, Guangxi, China; 3 Guangxi Dibo Mining Group Co. Ltd., Nanning 530022, China; 4 Institute of Regional Geological Survey of Guangxi, Guilin 541003, Guangxi, China; 5 School of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China)

Abstract

The Liaotun gold deposit, whose gold ore bodies are spatially related to late Yanshanian quartz porphyry veins, is one of Carlin-type gold deposits in Yunnan-Guizhou-Guangxi triangle area of southwestern China. Both the prospecting of the ore deposit and the observation of outcrops show that quartz porphyry veins cut gold ore bodies, suggesting that quartz porphyry was formed later than gold ore bodies. Geochemical survey of ore-forming elements shows that an obvious differentiation between Au and As occurs along the strike of the quartz

* 本文得到“国家重点基础研究发展计划 973 课题(编号: 2014CB440902)”、“国土资源部公益性行业科研专项经费项目(编号: 200911007-28)”和“广西自然科学基金项目(编号: 2012GXNSFAA053184)”联合资助

第一作者简介 陈懋弘, 男, 1971 年生, 副研究员, 矿床学专业。Email: mhchen666@163.com

收稿日期 2012-07-31; 改回日期 2013-05-28。张绮玲编辑。

porphyry vein, i. e., the content of Au and As increases between the ore-conduit faults and the ore-containing faults, locally forming mineralized bodies. Au and As gradually decrease to the normal background level in the wall rock of detrital rock and limestone which are far away from gold ore bodies. This differentiation indicates that quartz porphyry extracted Au and As from the mineralized body and then formed a high value belt of a certain width between faults when quartz porphyry cut early ore bodies or ore-containing faults during magmatic emplacing. Geochemical survey of ore-forming elements supports the conclusion that quartz porphyry was formed after gold ore bodies. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of muscovite phenocryst from quartz porphyry veins yielded a plateau age of (95.5 ± 0.7) Ma which is interpreted as the emplacement age of quartz porphyry veins. Because quartz porphyry was formed later than gold ore bodies, the age is interpreted as the upper limit of the metallogenic epoch. The definite metallogenic epoch of this deposit and other Carlin-type gold deposits in the Yunnan-Guizhou-Guangxi triangle area needs to be constrained by more high precision data of direct metallogenic ages.

Key words: geology, quartz porphyry, upper limit of the metallogenic epoch, Carlin-type gold deposits, Liaotun gold deposit, Guangxi

由于缺乏直接测年的矿物以及测年方法本身的局限性,滇黔桂“金三角”卡林型金矿一直缺乏令人信服的高精度测年数据。陈懋弘等(2006)对矿床同位素年龄数据的统计和分析,发现前人采用的测年方法主要有4种,包括蚀变矿物及流体包裹体 Rb-Sr 法(国家辉等,1992;王国田,1992;胡瑞忠等,1995;苏文超等,1998;刘平等,2006)、硫化物 Pb-Pb 法(李文亢等,1989;李甫安,1990;Cunningham,1998)、石英裂变径迹法(张峰等,1992)、石英的顺磁共振法(朱赖民等,1998;刘建中等,2006)等,获得了 276~259 Ma、206 Ma、157~82 Ma、60~50 Ma 等 4 组数据。这些测年数据有 2 个明显的特征:①同一种方法在不同的矿床获得的年龄不尽相同。例如 Rb-Sr 法获得的数据涵盖了从 276 Ma 到 105.6 Ma 的数据,比较杂乱。大于赋矿围岩的 3 个数据,为此方法获得,反映了该方法的局限性;②同一矿床不同的测年方法给出了不同的年龄,如贵州烂泥沟金矿,蚀变矿物及流体包裹体 Rb-Sr 法年龄分别为 (259 ± 27) Ma(胡瑞忠等,1995)和 105.6 Ma(苏文超等,1998),含砷黄铁矿 Re-Os 法和热液绢云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 法坪年龄分别为 (193 ± 13) Ma 和 (194.6 ± 2) Ma(陈懋弘等,2007b;2009a),石英裂变径迹法年龄为 (82.9 ± 6.3) Ma(张峰等,1992)。再如贵州水银洞金矿,石英的顺磁共振法年龄为 60~80 Ma(刘建中等,2006),方解石脉 Sm-Nd 法年龄为 (134 ± 3) Ma 和 (136 ± 3) Ma(Su et al., 2009)。

不仅仅在测年方法上,在数据的解释上也存在很大的争论。例如对于 276~206 Ma 年龄,一些研究者认为是成矿年龄,成矿与峨眉山玄武岩火山气

液有关(李文亢等,1989;杨科伍,1992);另一些研究者则认为代表了古流体的年龄(即矿源层的年龄),并不代表成矿年龄(胡瑞忠等,1995;范军等,1997)。刘显凡等(1996)认为这组数据表明了成矿流体的异地来源,进而推断成矿流体来自地幔或深部基底。由此可见,卡林型金矿成矿年代学研究在测年方法上存在局限性,在数据解释方面存在多解性,直接影响了成矿背景的讨论和成矿模式的建立。

最近几年,一些学者尝试采用新的高精度测年方法进行成矿年代学研究。如陈懋弘等(2007b)在贵州烂泥沟金矿尝试采用含砷黄铁矿进行 Re-Os 测年,获得 (193 ± 13) Ma 的成矿年龄;采用热液绢云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 测年,获得 (194.6 ± 2.0) Ma 的成矿年龄(陈懋弘等,2009a)。Su 等(2009)在贵州水银洞金矿采用方解石脉 Sm-Nd 测年,获得 (134 ± 3) Ma 和 (136 ± 3) Ma 的成矿年龄。刘平等(2006)在贵州泥堡金矿采用石英 Rb-Sr 法测年,获得 (142 ± 2) Ma 的成矿年龄。不过,这些方法的精度仍然不够,如含砷黄铁矿的 Re-Os 含量非常低,而石英和方解石的流体包裹体测年方法由于流体量少而且不同期次流体很难分离,因而可靠性仍然受到质疑。

因此,在目前的技术条件下,要想直接确定成矿年龄仍然比较困难。而通过传统的地质学方法确定岩体与矿体的切割关系,并结合岩体的高精度测年,是限定成矿年代范围的好方法。如美国卡林型金矿成矿年代的研究中,根据被矿体切割的岩浆岩(如 Deep Star 矿床的流纹斑岩脉)成岩年龄为 42~35 Ma 之间(Ressel et al., 2000),准确限定了成矿年龄的下限,为 42 Ma。

遗憾的是,滇黔桂卡林型金矿分布范围内燕山期岩浆岩以岩脉为主,零星分布,很难观察到其与卡林型金矿体之间的空间关系。最近,笔者对正在开采的广西巴马料屯金矿进行了考察,发现了岩体与矿体的切割关系,并对其进行了地质、地球化学和年代学研究,以期确定成矿年代的范围。

1 区域地质背景

滇黔桂“金三角”大地构造上属于右江盆地的范

畴,位于华夏地块、扬子地块、思茅地块和越北地块等几大构造单元的交接部位,四周以红河断裂、盘县-师宗断裂、紫云-都安断裂、凭祥断裂等深大断裂为界(图1)。右江盆地是一个较特殊的大地构造单元,最初被称为“右江再生地槽”(黄汲清,1980;广西壮族自治区地质矿产局,1985),现代板块构造理论则认为是一个在陆壳基底上裂解而成的裂谷盆地。

右江地区在早泥盆世晚期由于受古特提斯洋打开的影响而发生裂解,形成陆缘裂谷,并逐渐演化为台沟相间的古地理格局,局部形成有限小洋盆;早中

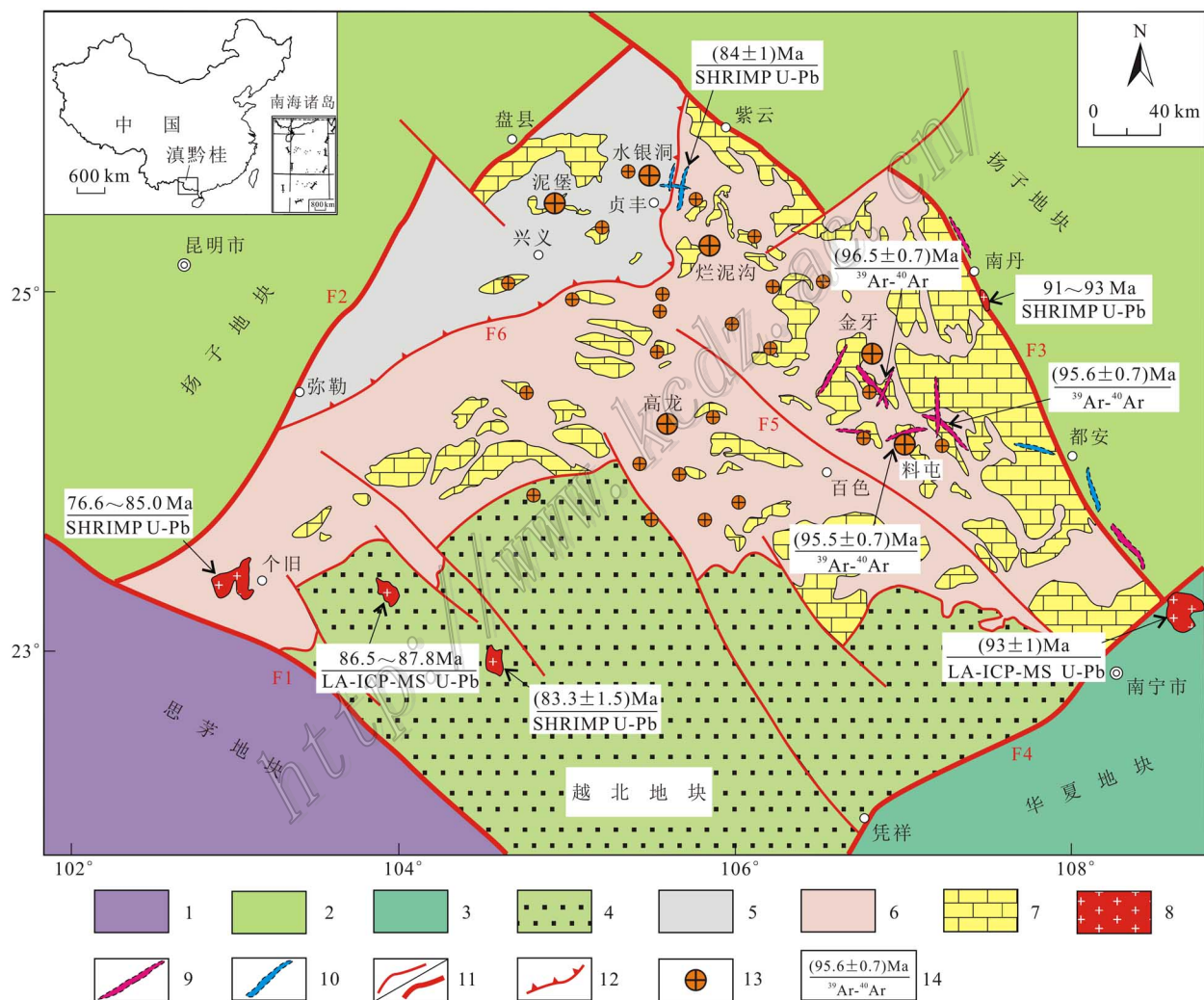


图1 滇黔桂“金三角”主要金矿床和燕山晚期岩浆岩分布图(据陈懋弘等, 2012 修改)

1—思茅地块; 2—扬子地块; 3—华夏地块; 4—越北地块; 5—三叠系台地相碳酸盐岩; 6—三叠系盆地相砂泥岩; 7—晚古生代孤立碳酸盐岩台地; 8—花岗岩; 9—石英斑岩脉; 10—基性-超基性岩墙; 11—断层/区域断层, 其中: F1—红河大断裂, F2—盘县-师宗大断裂, F3—紫云-都安大断裂, F4—凭祥大断裂, F5—右江大断裂, F6—坡坪逆冲推覆构造; 12—逆冲推覆构造; 13—卡林型金矿; 14—年龄/测年方法

Fig. 1 Sketch map showing the distribution of gold deposits and Late Yanshannian magmatite in Yunnan-Guizhou-Guangxi area (modified after Chen et al., 2012)

1—Simao Block; 2—Yangzi Block; 3—Cathysia Block; 4—North Vietnam Block; 5—Triassic carbonate rock of platform facies; 6—Triassic sandstone and mudstone of basin facies; 7—Carbonate rock platform of Late Paleozoic; 8—Granite; 9—Quartz porphyry vein; 10—Basic-ultrabasic dyke; 11—Fault/regional large fault; F1—Honghe Fault, F2—Panxian-Shizong Fault, F3—Ziyun-Du'an Fault, F4—Pingxiang Fault, F5—Youjiang Fault, F6—Poping nappe structure; 12—Nappe structure; 13—Carlin-type gold deposit; 14—Age/dating method

三叠世,沉积充填了巨厚的陆源碎屑浊积岩,并将盆地内长期发育的孤立碳酸盐台地淹没,形成所谓的“右江再生地槽”。晚三叠世,盆地回返造山,形成印支期的造山带(广西壮族自治区地质矿产局,1985;曾允孚等,1995)。燕山晚期出现超基性岩-酸性岩墙组合和小型断陷盆地,标志着新一轮的岩石圈伸展,地壳重新裂解。

以坡坪逆冲推覆构造为界,右江盆地西北为扬子被动大陆边缘浅水碳酸盐岩序列,南西为深水碳酸盐岩-陆源碎屑岩盆地序列和孤立碳酸盐岩台地序列(图1)。

右江盆地不同的发展演化阶段,岩浆活动特点不同。

盆地裂陷阶段的海西早期($D-C_1$)岩浆活动主要分布在北西向的广南-那坡断裂带和百色断裂带上,包括泥盆系东岗岭组、石炭系岩关阶等层位,以小规模的海相玄武岩、辉绿岩为主,上下岩层一般为深水相的硅质岩、泥质岩或碳酸盐岩。海西晚期(P)岩浆活动主要分布在贵州兴仁、普安、盘县和云南省的富源、罗平等地,包括二叠系峨眉山玄武岩层、大厂层、龙潭组等层位,以陆相裂隙喷发拉斑玄武岩及远端海相凝灰岩-沉凝灰岩为主,是坡坪逆冲推覆构造西北部扬子被动大陆边缘地区的主要赋矿层位之一,如贵州泥堡金矿。

印支期(T)岩浆活动包括北西向富宁-那坡断裂带附近以海底喷发为主的细碧岩、角砾熔岩、凝灰岩及橙玄玻璃角砾岩等,以及凭祥-龙州一带的中酸性岩-酸性岩类。后者是广西凭祥一带的主要赋矿围岩之一,如龙塘金矿、更土金矿。

燕山期岩浆岩包括酸性岩和偏碱性超基性岩组合两类。酸性侵入岩主要发育在桂西凌云、凤山、龙川、巴马隆起区,石英斑岩多呈岩脉产出。偏碱性超基性岩组合主要分布在黔西南镇宁-贞丰一线上,受深部的南北向构造控制,呈岩墙产出。右江盆地周缘深大断裂附近的大厂、个旧地区还发育大规模的基性岩-酸性岩-碱性岩组合。与裂陷、碰撞阶段的岩浆岩不同,尚未发现燕山期岩浆岩组成卡林型金矿床的赋矿围岩,反映岩浆活动与成矿作用同时或稍晚。

滇黔桂“金三角”卡林型金矿按容矿岩石不同,可大致分为含钙陆源碎屑岩型、不纯碳酸盐岩型、火山(碎屑)岩型3类。扬子被动大陆边缘碳酸盐岩台地以不纯碳酸盐岩型为主,矿体呈层状分布,具“多

层楼”特点,如贵州水银洞金矿。深水盆地以含钙陆源碎屑岩型为主,沿孤立碳酸盐岩台地周缘分布,矿体多呈高角度陡立状产于断层破碎带中,如贵州烂泥沟金矿。盆地南北边缘以火山(碎屑)岩型为主,其中西北部以二叠系基性熔岩、凝灰岩为主,多表现为层状型,如贵州泥堡金矿。

滇黔桂“金三角”卡林型金矿尽管各矿床容矿岩石、赋矿层位和矿体产状不同,但它们在矿化蚀变特征和成矿物理化学条件上是基本一致的,如蚀变类型主要为去钙化(去碳酸盐化)、硅化、黏土化;金属矿物主要为黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂、雄黄、雌黄等中低温矿物组合;金以显微-次显微状态赋存于具环带结构的含砷黄铁矿和毒砂中;成矿流体具中低温($220\sim 320^{\circ}\text{C}$)、低盐度($w(\text{NaCl})_{\text{eq}}$ 2%~5%),偏还原($-0.21\sim -0.68\text{ V}$)、弱酸性(pH 值4.2~5.2),低氧逸度的特点。反映具有相同的成矿作用过程,以及大致相同的成矿年代(Hu et al., 2002)。

2 矿床基本地质特征

广西料屯金矿床位于广西巴马县所略乡料屯至百九村岩牙屯一带,是近年发现的一个中小型矿床。

区域上该矿床位于右江盆地龙田孤立碳酸盐岩台地西南侧的台盆接触带上(图1)。台地内为石炭系都安组(C_{1-2d})灰岩夹白云岩→二叠系海绵礁灰岩(P_{bs}),属于孤立台地相碳酸盐岩沉积;台地四周为三叠系百逢组(T_{2bf})深水盆地相砂岩-泥岩组合,是主要的赋矿围岩(图2)。

矿区褶皱以单斜构造为主,地层走向北西,倾向北东或南西。仅在同生断层 F_1 南西的砂泥岩中形成宽缓状向斜。矿区内目前已发现的断裂有9条,其中 F_1 、 F_2 为北西向同沉积期断裂, F_3 、 F_4 为北西向控矿、容矿断裂; F_5 、 F_6 、 F_9 为近东西向控矿、容矿断裂。主含矿断裂 F_4 长约2000 m,宽2.5~12 m,倾向北东,倾角 $30\sim 75^{\circ}$ 。断裂带由挤压破碎的细砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩组成。断裂带内岩石劈理、节理十分发育,常见有强弱不等的硅化、褐铁矿化、高岭土化等,是I号金矿体的控矿和容矿断裂。

矿区岩浆岩为石英斑岩,呈岩墙状产于龙田背斜中部,总体北东走向,倾向南东,倾角 70° 左右。侵入于石炭系、二叠系碳酸盐岩中的岩脉宽约10~15 m,长度大于6000 m,含金甚微。侵入于三叠系砂泥岩中的岩脉宽约3~15 m,长约3000 m,偶见有角砾

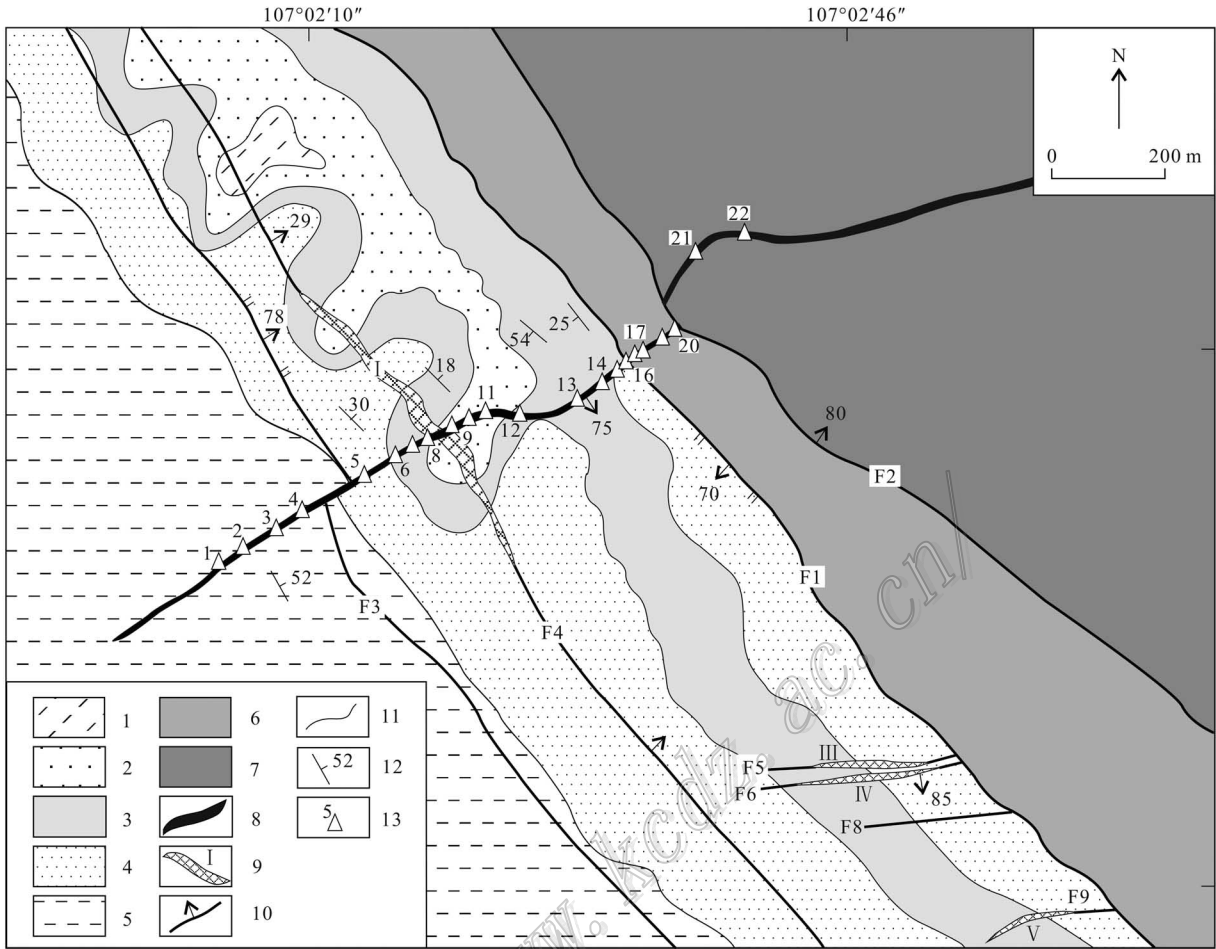


图 2 广西巴马料屯金矿地质简图,示北东向石英斑岩脉切割北西向金矿体(注:样品编号为表 1 中的顺序号)

1—中三叠统百逢组第二段第四层泥岩; 2—中三叠统百逢组第二段第三层杂砂岩; 3—中三叠统百逢组第二段第二层粉砂岩夹泥岩; 4—中三叠统百逢组第二段第一层厚层砂岩; 5—中三叠统百逢组第一段泥岩和粉砂岩; 6—二叠系海绵礁灰岩; 7—石炭系都安组灰岩和白云岩; 8—石英斑岩脉; 9—金矿体及其编号; 10—断层; 11—地质界线; 12—地层产状; 13—采样位置及编号

Fig. 2 Sketch geological map of the Liaotun gold deposit in Bama, Guangxi

1—Mudstone of fourth segment of second member of middle Triassic Baifeng Formation; 2—Sandstone of third segment of second member of middle Triassic Baifeng Formation; 3—Siltstone and mudstone of second segment of second member of middle Triassic Baifeng Formation; 4—Thick-bedded sandstone of first segment of second member of middle Triassic Baifeng Formation; 5—Mudstone and siltstone of first member of middle Triassic Baifeng Formation; 6—Sponge reef limestone of Permian; 7—Limestone and dolomite of Carboniferous Du'an Formation; 8—Quartz porphyry vein; 9—Gold ore body and its serial number; 10—Fault; 11—Geological boundary; 12—Attitude of bedding; 13—Sampling location and its serial number

状的砂岩捕虏体,总体含金量微,仅局部 $w(\text{Au})$ 达 $0.2\times 10^{-6}\sim 1.79\times 10^{-6}$ 。围岩蚀变主要有弱硅化和碳酸盐化,宽度为1~5 m。石英斑岩呈浅灰色,具斑状结构,块状构造。主要由石英(60%~70%)、斜长石(30%~55%)、白云母(2%~5%)等矿物组成。7个样品岩石化学成分平均值为: $w(\text{SiO}_2)$ 76.79%, $w(\text{TiO}_2)$ 0.03%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 15.08%, $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 0.37%, $w(\text{FeO})$ 0.26%, $w(\text{MgO})$

0.21%, $w(\text{CaO})$ 0.18%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 0.05%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 3.61%, $w(\text{MnO})$ 0.02%, $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 0.1%, $w(\text{CO}_2)$ 0.19%。

目前已发现 5 个金矿体(图 2),其中 I 号矿体是最主要的矿体,赋存于 F4 北西向断裂破碎带及其两侧的硅化褐铁矿化杂砂岩-泥质粉砂岩中。矿体走向北西,倾向北东,倾角 50~85°。矿体呈似脉状产出,长度 656 m,平均厚度 9.0 m,平均品位为 1.62

g/t。

Ⅲ号、Ⅳ号矿体分别赋存于 F5、F6 两条近东西向断裂破碎带中,倾角近直立。矿体与围岩多以断裂为界。长 194~230 m,厚度 2.53~7.20 m,平均品位为 2.85~3.34 g/t。

矿床浅部为氧化矿石,为硅化褐铁矿化细-中粒岩屑石英杂砂岩及碎裂岩。深部可见半原生-原生矿石,可见浸染状黄铁矿和少量毒砂,石英网脉发育。蚀变类型主要为硅化、黄铁矿化、毒砂化、辉锑矿化、碳酸盐化、黏土化等。主要成矿阶段为去钙化+硅化阶段→石英+黄铁矿+毒砂阶段→石英+辉锑矿阶段→石英+方解石+黏土化阶段。

矿石构造主要为浸染状构造,表现为矿石中含砷黄铁矿、毒砂呈星点状、浸染状分布。另外尚有少量脉状、网脉状、条带状构造。

上述特征表明,料屯金矿床属于较典型的卡林型金矿床。

3 矿体与岩脉的切割关系

3.1 野外地质关系

从填制的矿区地质图(图 2)可以直观地看到,北东向石英斑岩脉切割北西向 I 号矿体,并导致 I 号矿体有微小的位移(几米)。

野外露头也可以清楚地观察到石英斑岩脉切割矿体的现象(图 3)。石英斑岩脉厚 5.7 m,倾向 162°,倾角 78°,品位 0.17~0.22 g/t。岩脉两壁平直,推测为沿断层或节理贯入。岩脉的左下侧为 I 号矿

体,仅见上部一小半,品位 1.27 g/t。岩脉的左上侧围岩为三叠系百逢组第二段(T_2bf^2)砂岩夹粉砂岩、泥岩,近岩脉发生硅化,泥岩褪色变白。

岩脉内部为块状石英斑岩,两侧为厚度十几厘米的断层角砾岩,角砾成分以石英斑岩为主,大小不一,大者 10 cm×5 cm,小者 0.1 cm×0.5 cm。近角砾岩带岩脉发育节理和劈理,其产状与岩脉一致,说明岩脉形成之后仍然有构造运动对其进行改造。

上述矿床尺度的勘查成果和野外露头尺度的观察结果均表明石英斑岩脉切割金矿体,清楚表明石英斑岩形成于矿体之后。

3.2 地球化学证据

为了进一步确定石英斑岩脉与矿体的先后关系,对石英斑岩脉进行了系统的成矿元素地球化学测量。依据岩浆岩切割矿体,则必定在接近矿体的一定范围内发生成矿元素改造的原理,即表现为接近矿体, Au、As 含量高,远离矿体, Au、As 则逐渐降低至正常水平。从地球化学的角度确定岩浆岩和矿体的先后关系。

采样方法:一是沿斑岩脉走向按 50~100 m 间距系统采集拣块样,确定 Au、As 沿岩脉走向上的分布规律,采集 20 件样品;二是对 2 个露头垂直岩脉走向系统采集拣块样,确定 Au、As 垂直岩脉走向上的分布规律,采集 18 件样品。

样品处理和分析方法:每个样品质量约 0.5 kg,送河北省廊坊市诚信地质服务有限公司进行研磨,获得粒度 200 目的粉末样品约 200 g,送国家地质测试中心进行分析测试,其中 Au 元素采用等离子光谱(IRIS)分析,测试标准为 DZ/T0223-2001; As 元素采用原子荧光光谱仪分析,测试标准为 DZG20.10-1990。测试结果见表 1。

由表 1 和图 4 可见,沿岩脉走向,无论其围岩是三叠系砂泥岩还是石炭系灰岩,石英斑岩的成矿元素含量均较低, $w(\text{Au})$ 0.02~0.05 g/t, $w(\text{As})$ $15 \times 10^{-6} \sim 80 \times 10^{-6}$ 。由于 F₃、F₄、F₁、F₂ 为矿区的主要导矿和容矿断层,如 F₄ 为赋存 I 号主矿体的断层, F₁ 为同生断层,普遍矿化,局部形成工业矿体。因此在这些断层之间,石英斑岩脉 Au、As 含量大幅升高,部分则发生矿化, $w(\text{Au})$ 0.10~0.94 g/t, $w(\text{As})$ $100 \times 10^{-6} \sim 1323 \times 10^{-6}$ 。成矿元素 Au、As 沿石英斑岩脉走向的分布规律充分说明岩浆岩并不成矿。岩浆岩局部含矿是因为其侵位过程中切割了早期的矿体或含矿断层,萃取了矿(化)体中成矿元

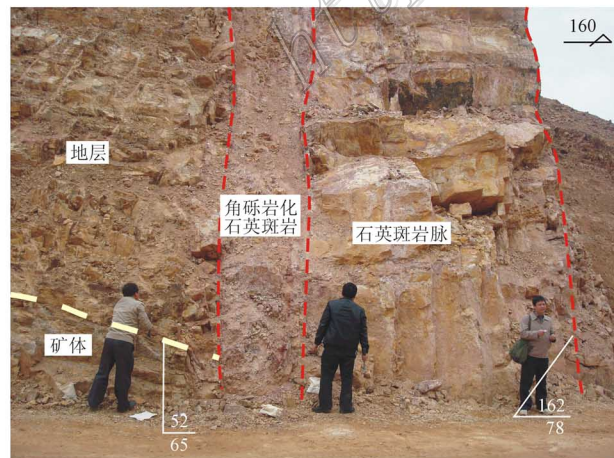


图 3 北东向石英斑岩脉切割北西向矿体的照片
Fig. 3 Photo of NE-striking quartz porphyry cutting NW-striking ore body

表 1 石英斑岩脉成矿元素分析结果表
Table 1 Ore-forming element compositions of quartz porphyry

序号	样品号	采样方法和采样位置	$\mu\text{(Au)}\text{ }\mu\text{g/t}$	$\mu\text{(As)}\text{ }\mu\text{g/t}$	备注
1	LT-20	拣块样	0.02	16.8	10 个样的算术平均值
2	LT-19		0.02	20.8	
3	LT-18		0.03	64	
4	LT-17		0.03	27.5	
5	LT-16		0.11	1323	
6	LT-4		0.1	51.8	
7	LT-3		0.05	306	
8	LT-2		0.05	132	
9	LT-1		0.17	263	
10	LT-5		0.36	84.2	
11	LT-6		0.24	201	8 个样的算术平均值
12	LT-7		0.25	396	
13	LT-8		0.12	46.1	
14	LT-9		0.16	74.6	
15	LT-10		0.19	52.9	
16	LT-11		0.1	15.7	
17	LT-12		0.94	19.7	
18	LT-13		0.41	335	
19	LT-14		0.73	470	
20	LT-15		0.02	43.6	
21	LT-21		0.05	173	
22	LT-22		0.04	74.3	
	LT1-1	野外样品号 LT1 点短剖面,由北 往南间隔等距采样	0.04	287	
	LT1-2		<0.02	1120	
	LT1-3		0.13	647	
	LT1-4		0.30	84.4	
	LT1-5		0.17	61.2	
	LT1-6		0.47	78.9	
	LT1-7		0.30	79.2	
	LT1-8		0.16	60.1	
	LT1-9		0.10	22.4	
	LT1-10		0.04	190	
	LT14-1	野外样品号 LT14 点短剖面,由北 往南间隔等距采样	<0.02	64.7	
	LT14-2		0.13	136	
	LT14-3		0.52	988	
	LT14-4		0.48	502	
	LT14-5		1.49	1148	
	LT14-6		1.48	661	
	LT14-7		1.56	173	
	LT14-8		0.17	94.1	

素 Au、As ,从而在这些断层之间形成一定宽度的高
值带 ,甚至局部形成矿体。
从垂直岩脉走向的 2 条短剖面(图 5)可以看出 ,
 $\mu\text{(Au)}$ 均表现为在岩脉的中部高 ,两侧低。但
 $\mu\text{(As)}$ 的分布有区别 ,在点号 LT1 中(图 5 左)表现
为岩脉低 ,围岩高 ;在点号 LT14 中(图 5 右)表现为
岩脉中部高 ,两侧低。导致这种分布型式的差异 ,可
能与围岩性质不同及 As 的低温迁移性有关。点号
LT1 围岩为砂泥岩 ,孔隙度较高 ,有利于 As 的迁移 ,

因此 As 高异常迁移到岩脉与围岩的接触带附近 ,类
似于前缘晕 ;点号 LT14 围岩为灰岩 ,孔隙度较低 ,
不利于 As 的迁移 ,因此 As 高异常限于岩脉内部。

4 石英斑岩的成岩年龄

4.1 样品采集

样品选自野外地质点(LT1) ,地理坐标为北纬
24°05.597' ,东经 107°02.577'。野外露头特征见图 5

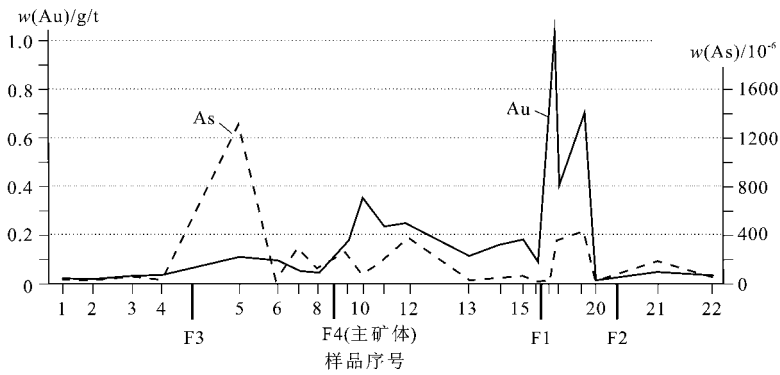


图 4 Au、As 元素沿石英斑岩走向的含量分布曲线图

Fig. 4 Au , As content curves along the strike of quartz porphyry

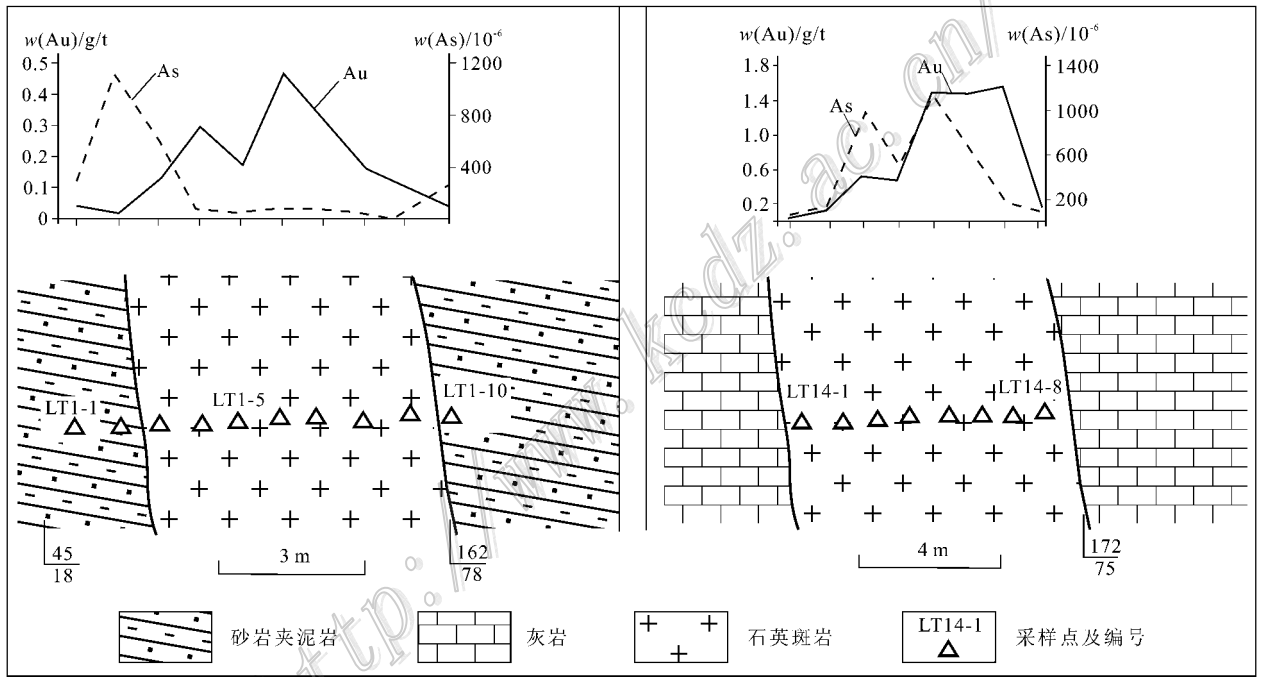


图 5 Au、As 元素垂直石英斑岩走向的质量分数分布曲线图

(左图野外点号 LT1, 右图野外点号 LT14)

Fig. 5 Au , As content curves perpendicular to the strike of quartz porphyry

左。岩石灰白色至浅黄白色,斑状结构(图 6A)。斑晶含量 4%~6%,主要成分为石英和白云母。其中石英斑晶占 2%~5%,大小 0.15~1.7 mm,粒状,大多熔蚀成浑圆状。白云母斑晶体积分数 1%~2%,大小 0.2~2 mm,片状。基质为显微粒状结构或者显微鳞片粒状结构,主要由微粒石英和长石(多蚀变为绢云母)组成,微粒石英的体积分数 40%~50%,大小 0.01~0.05 mm,绢云母体积分数 25%~40%,大小 0.005~0.03 mm(图 6B)。

野外采集上述岩石样品质量约 10 kg,送河北省廊坊市诚信地质服务有限公司进行单矿物的挑选,获得纯度 99% 以上的白云母单矿物,然后送中国地质科学院地质研究所 Ar-Ar 同位素室进行测年分析。

在进行白云母斑晶 Ar-Ar 法测年之前,曾尝试对石英斑岩进行过 2 批次共 4 个样品的锆石测年,但由于岩石中锆石含量少,粒度细,难以挑选足够的锆石;另外挑选出的锆石其阴极发光照片为黑色,说

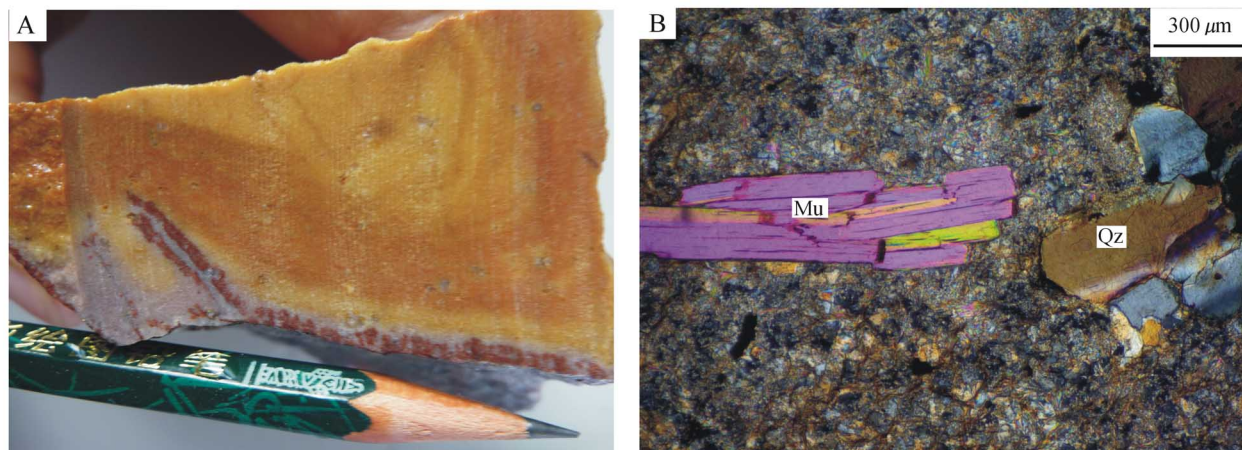


图6 石英斑岩的岩石学特征

A. 岩石标本; B. 显微镜下斑状结构, 基质为细粒或微晶石英和绢云母(正交偏光). Qz—石英; Mu—白云母

Fig. 6 Petrological characteristics of quartz porphyry

A. Hand specimen photo; B. Porphyritic texture, matrix is composed of fine-grained or microcrystalline quartz and sericite (crossed nicols). Qz—Quartz; Mu—Muscovite

明铀含量很高;背反射照片则出现大量的龟状裂纹和絮状阴影,也反映了因铀含量高导致锆石结构构造受到破坏。因此,不论是 SHRIMP 测试,还是 LA-ICP-MA 测试,获得的数据极为混乱,未能获得拟合年龄。

4.2 分析方法

白云母测年采用常规 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温测年法。主要分析流程如下:

选纯的矿物(纯度>99%)用超声波清洗。超声清洗过程中要注意清洗液的选择和严格控制时间。一般先用经过2次亚沸蒸馏净化的纯净水清洗3次,每次3分钟,在此过程中矿物表面和解理缝中在天然状态下和碎样过程中吸附的粉末和杂质被清除。然后在丙酮中清洗2次,每次3分钟,在此过程中,矿物表面吸附的油污等有机物质被清除。

清洗后的样品被封进石英瓶中送核反应堆中接受中子照射。照射工作在中国原子能科学研究院的“游泳池堆”中进行,使用B4孔道,中子流密度约为 $2.60 \times 10^{13} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。照射总时间为2880分钟,积分中子通量为 $4.49 \times 10^{18} \text{ n cm}^{-2}$;同期接受中子照射的还有用做监控样的标准样:ZBH-25黑云母标样,其标准年龄为 $(132.7 \pm 1.2) \text{ Ma}$, $w(\text{K})$ 为7.6%。

样品的阶段升温加热使用石墨炉,每一个阶段加热30分钟,净化30分钟。质谱分析是在多接收稀有气体质谱仪Helix MC上进行的,每个峰值均采

集20组数据。所有的数据在回归到时间零点值后再进行质量歧视校正、大气氩校正、空白校正和干扰元素同位素校正。中子照射过程中所产生的干扰同位素校正系数通过分析照射过的 K_2SO_4 和 CaF_2 来获得,其值为: $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000\ 238\ 9$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.004\ 782$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000\ 806$ 。 ^{37}Ar 经过放射性衰变校正; ^{40}K 衰变常数 $\lambda = 5.543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$;用ISOPLOT程序计算坪年龄及正、反等时线(Ludwig, 2001)。坪年龄误差以 2σ 给出。详细实验流程见有关文章(陈文等,2006;张彦等,2006)。

4.3 测试结果

样品分析测试结果见表2,相应的坪年龄、等时线和反等时线年龄见图7。

从分析结果看出,该样品表现为基本无扰动的年龄谱特征。样品在 $860 \sim 1170^\circ\text{C}$ 的7个阶段组成的坪年龄为 $(95.5 \pm 0.7) \text{ Ma}$ (图7A),对应了99.74%的 ^{39}Ar 释放量。相应的等时线年龄为 $(94.7 \pm 0.9) \text{ Ma}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值为 (314.7 ± 5.9) (图7B);反等时线年龄为 $(94.6 \pm 0.9) \text{ Ma}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值为 (315.6 ± 9.4) (图7C)。样品的等时线年龄和坪年龄相近,且 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值和现代大气氩比值在误差范围内一致,说明所测试的样品中不存在过剩的氩,也无显著的氩丢失,指示样品自结晶作用以来对钾和氩保持封闭体系,未受后期地质热事件的扰动,为可信的年龄,其坪年龄可用于地质解释。由于石英斑岩为沿断层或节理贯入

表 2 石英斑岩白云母斑晶⁴⁰Ar/³⁹Ar 阶段升温结果表
Table 2 Data of ⁴⁰Ar/³⁹Ar stepwise heating dating for muscovite phenocryst from quartz porphyry

θ/℃	(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁶ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁷ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁸ Ar/ ³⁹ Ar) _m	⁴⁰ Ar/%	F	³⁹ Ar/10 ⁻¹⁴ mol	³⁹ Ar积累/%	t/Ma	±1/Ma
600	83.2863	0.2466	0.0000	0.1243	12.49	10.4043	0.01	0.03	54	31
700	25.5417	0.0358	0.0000	0.0238	58.57	14.9588	0.15	0.79	76.6	1.6
800	25.1890	0.0193	0.0000	0.0166	77.37	19.4893	0.81	4.74	99.2	1.0
860	25.4154	0.0217	0.0134	0.0169	74.75	18.9979	2.41	16.45	96.78	0.96
910	19.8608	0.0042	0.0140	0.0134	93.81	18.6307	6.27	46.89	94.96	0.93
950	19.2858	0.0022	0.0088	0.0130	96.55	18.6212	4.52	68.82	94.91	0.93
1000	19.7925	0.0036	0.0000	0.0132	94.63	18.7305	2.69	81.85	95.45	0.94
1060	21.6141	0.0096	0.0000	0.0141	86.82	18.7661	0.99	86.67	95.63	0.98
1120	20.7734	0.0068	0.0000	0.0138	90.25	18.7469	1.90	95.88	95.54	0.94
1170	19.4900	0.0025	0.0950	0.0134	96.24	18.7578	0.80	99.74	95.59	0.99
1270	34.0572	0.0275	0.0000	0.0242	76.13	25.9262	0.05	100.00	130.8	5.2

注：表中下标 m 代表样品中测定的同位素比值。Total age = 95.4 Ma，F 为⁴⁰Ar* /³⁹Ar 比值。质量为 30.49 mg，J = 0.002901。

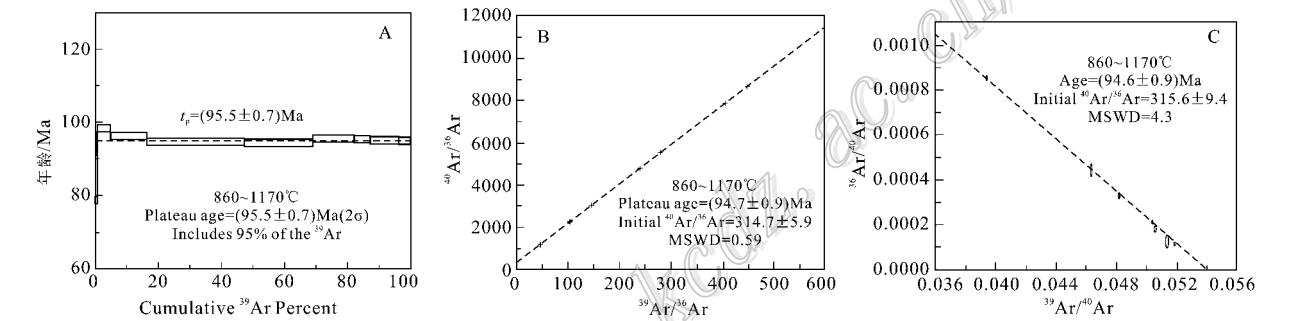


图 7 白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 阶段升温年龄谱系图、等时线年龄图和反等时线年龄图
Fig. 7 ⁴⁰Ar/³⁹Ar spectrum, isochron and inverse isochron age diagram of muscovite phenocryst

的浅成侵入体,温度冷却速度快,其斑晶白云母的坪年龄基本可以代表石英斑岩的侵入年龄(李志昌等, 2004)。

5 讨论

5.1 成矿年代上限

如前所述,右江褶皱带燕山期岩浆岩包括酸性岩和偏碱性超基性岩组合 2 类,褶皱带内部和周缘均有分布。目前越来越多的高精度测年数据表明,右江褶皱带及其周缘燕山晚期岩浆活动集中于 80~100 Ma 之间这样一个很窄的时限范围内(图 1)(陈懋弘等, 2009b; 2012; 程彦博等, 2010)。

与之有关的成矿系列,目前可以证实的是右江印支褶皱带周缘的锡多金属成矿系列,如西侧个旧锡多金属矿田成矿时代为 82.7~83.4 Ma(杨宗喜等, 2008; 2009),相关岩浆岩年龄为 76.6~85 Ma(程彦博等, 2008a; 2008b; 2009)。老君山锡锌多金

属矿田锡石 TIMS 法等时线年龄为(82.0 ± 9.6) Ma(刘玉平等, 2007),相关岩浆岩年龄为 83.3 Ma(冯佳睿等, 2010)。东侧大厂锡多金属矿田石英⁴⁰Ar/³⁹Ar坪年龄 94.5 Ma(王登红等, 2004),相关岩浆岩年龄为 93 Ma(蔡明海等, 2006)。大明山王社铜钨矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄(93.8 ± 4.6) Ma(蔺志永等, 2008),大明山钨矿区辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 95.40 Ma(李水如等, 2008),相关岩浆岩年龄为 89~90 Ma(广西壮族自治区地质矿产局, 1985)。这些锡多金属矿床成矿时代以 80~95 Ma 为主(程彦博等, 2010),与燕山晚期岩浆岩在时间上吻合,空间上密切相关,反映两者具有成因联系。

而关于右江褶皱带内部 Au-Sb-Hg-As 低温矿床成矿系列是否与燕山晚期岩浆活动有关,则争论较大(Hu et al., 2002; 胡瑞忠等, 2007)。从目前的研究成果来看,卡林型金矿本身尚缺乏令人信服的高精度测年数据,前人获得的同位素年龄跨度很大(206~50 Ma)(陈懋弘等, 2006),而且其中 80~50 Ma 的

成矿年龄数据均是利用石英裂变径迹法(张峰等, 1992)和石英的顺磁共振(朱赖民等, 1998; 刘建中等, 2006)获得的, 是否受到燕山晚期岩浆活动的影响值得考虑。相反, 最近陈懋弘等(2007b)获得烂泥沟金矿含砷黄铁矿 Re-Os 法年龄(193 ± 13) Ma, Su 等(2009)获得水银洞金矿方解石脉的 Sm-Nd 等时线年龄为(134 ± 3) Ma 和(136 ± 3) Ma, 胡瑞忠等(2007)认为该区低温成矿域锑矿大规模成矿作用主要发生在中燕山期(140~160 Ma 之间), 这说明包括卡林型金矿在内的低温矿床系列成矿时期主要是早-中燕山期, 要早于燕山晚期的超基性-酸性岩浆活动。

本次工作获得广西料屯金矿石英斑岩白云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为(95.5 ± 0.7) Ma, 与右江褶皱带燕山晚期岩浆岩时代完全吻合(陈懋弘等, 2012), 反映其是燕山晚期岩浆活动的一部分, 具有相同的地质背景和成矿专属性。料屯金矿与滇黔桂“金三角”地区其他卡林型金矿特征类似, 反映它是该区 Au-Sb-Hg-As 低温矿床成矿系列的一部分, 具有相同的成矿背景和成矿时代。因此, 料屯金矿的地质、地球化学特征表明石英斑岩切割金矿体, 反映成矿作用早于成岩作用, 据石英斑岩的侵位年龄可以确定金矿的成矿时代上限为(95.5 ± 0.7) Ma。

5.2 成矿构造背景

目前的研究认为, 右江褶皱带晚白垩世(80~100 Ma)处于伸展的构造环境之下, 以发育基性岩-酸性岩-碱性岩组合为特征, 并伴随变质核杂岩和环状拆离断层(程彦博等, 2008b; 2010; 毛景文等, 2008)。一些研究者将滇黔桂地区卡林型金矿与燕山晚期(晚白垩世)岩浆活动联系起来, 并由此推断成矿构造背景为岩石圈伸展减薄环境(Hu et al., 2002; 朱赖民等, 1998; 毛景文等, 2004; Mao et al., 2012)。

本文研究成果表明, 卡林型金矿的成矿时间要早于燕山晚期(80~100 Ma)岩浆活动, 暗示成矿构造背景可能不是岩石圈伸展减薄, 而是在此之前。根据一些典型矿床的构造解析(陈懋弘等, 2007a; 2010; Chen et al., 2011), 推断成矿发生在造山挤压向岩石圈伸展减薄的构造体制转换阶段, 成矿构造背景为后碰撞造山侧向挤压。这一推论, 还得到了成矿年代学数据的支持, 如陈懋弘等(2007b)获得烂泥沟金矿含砷黄铁矿 Re-Os 法年龄(193 ± 13) Ma, Su 等(2009)获得水银洞金矿方解石脉的 Sm-Nd 等

时线年龄为(134 ± 3) Ma 和(136 ± 3) Ma 等。胡瑞忠等(2007)也认为该区低温成矿域锑矿大规模成矿作用主要发生在中燕山期(140~160 Ma 之间)。由此可见, 近年获得的成矿年代学、构造地质学证据, 以及本次获得成矿时代上限证据能互相印证, 反映了卡林型金矿成矿构造背景为后碰撞造山侧向挤压阶段。

6 结 论

(1) 广西巴马料屯金矿是较为典型的卡林型金矿床之一。矿床尺度的勘查成果和野外露头尺度的观察结果均表明石英斑岩脉切割金矿体, 说明岩浆岩形成于矿体之后。

(2) 成矿元素地球化学测量结果表明 Au、As 元素沿石英斑岩脉走向出现明显的分异。在导矿和容矿断层区段 $\omega(\text{Au})$ 、 $\omega(\text{As})$ 高, 局部形成矿(化)体; 远离矿体的砂泥岩和灰岩围岩地段, $\omega(\text{Au})$ 、 $\omega(\text{As})$ 则逐渐降低至正常背景值。说明石英斑岩侵位过程中切割早期的矿体或含矿断层, 萃取了矿(化)体中成矿元素 Au、As, 从而在这些断层之间形成一定宽度的高值带。成矿元素地球化学测量支持岩浆岩形成于矿体之后的地质证据。

(3) 石英斑岩脉白云母斑晶 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年获得(95.5 ± 0.7) Ma 的坪年龄, 代表了岩浆侵位年龄。由于岩脉形成于矿体之后, 由此可以确定成矿时代上限为(95.5 ± 0.7) Ma。至于更为确切的成矿时代, 尚需更多能直接指示成矿时代的同位素年龄数据。

志 谢 野外工作期间, 得到了合作调研单位广西区域地质调查研究院(1:25 万南丹县幅区调项目)胡贵昂, 广西地博矿业集团股份有限公司黄朝阳等同仁的大力支持, 在此表示诚挚的感谢。

参考文献/References

- 蔡明海, 何龙清, 刘国庆. 2006. 广西大厂锡矿田侵入岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其意义[J]. 地质论评, 52: 409-414.
- 陈懋弘, 毛景文, 吴六灵, 郑建民. 2006. 滇黔桂矿集区微细浸染型金矿成矿年代学研究[J]. 桂林工学院学报, 26(3): 334-340.
- 陈懋弘, 毛景文, Phillip J. Uttley, Tony Norman, 吴六灵, 郑建民, 秦运忠. 2007a. 贵州锦丰(烂泥沟)超大型金矿床构造解析及构造

- 成矿作用[J]. 矿床地质, 26(4):380-395.
- 陈懋弘, 毛景文, 屈文俊, 吴六灵, Phillip J. Uttley, Tony Norman, 郑建民, 秦运忠. 2007b. 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[J]. 地质论评, 53(3):371-382.
- 陈懋弘, 黄庆文, 胡瑛, 陈振宇, 章伟. 2009a. 贵州烂泥沟金矿层状硅酸盐矿物及其³⁹Ar-⁴⁰Ar 年代学研究[J]. 矿物学报, 29(3):353-362.
- 陈懋弘, 章伟, 杨宗喜, 陆刚, 侯可军, 刘建辉. 2009b. 黔西南白层超基性岩墙锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成研究[J]. 矿床地质, 28(3):240-250.
- 陈懋弘, 黄庆文, 李继贤, 蒋柏昌, 张长明. 2010. 广西乐业林旺金矿床构造解析及构造成矿作用[J]. 大地构造与成矿学, 34(3):349-361.
- 陈懋弘, 陆刚, 李新华. 2012. 桂西北地区石英斑岩脉白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄及其地质意义[J]. 高校地质学报, 18(1):106-116.
- 陈文, 张彦, 金贵善, 张岳桥. 2006. 青藏高原东南缘晚新生代幕式抬升作用的 Ar-Ar 热年代学证据[J]. 岩石学报, 22(4):867-872.
- 程彦博, 毛景文, 谢桂青, 陈懋弘, 赵财胜, 杨宗喜, 赵海杰, 李向前. 2008a. 云南个旧老厂-卡房花岗岩体成因: 锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学约束[J]. 地质学报, 82(11):1478-1493.
- 程彦博, 毛景文, 陈懋弘, 杨宗喜, 冯佳睿, 赵海杰. 2008b. 云南个旧锡矿田碱性岩和煌斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其地质意义[J]. 中国地质, 35(6):1082-1093.
- 程彦博, 毛景文, 谢桂青, 陈懋弘, 杨宗喜. 2009. 与云南个旧超大型锡矿床有关花岗岩的锆石 U-Pb 定年及意义[J]. 矿床地质, 28:297-312.
- 程彦博, 董祥, 武俊德, 莫国培. 2010. 华南西部地区晚中生代与 W-Sn 矿有关花岗岩的年代学格架及地质意义[J]. 岩石学报, 26(3):809-818.
- 范军, 肖荣阁. 1997. 矿床及其组合是地壳演化的标志物——右江幔隆的确发生、发展与滇黔桂卡林型金矿关系探讨[J]. 矿物学报, 17(4):457-462.
- 冯佳睿, 毛景文, 裴荣富, 周振华, 杨宗喜. 2010. 云南瓦渣沟矿区老君山花岗岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年、地球化学特征及成因探讨[J]. 岩石学报, 26(3):845-857.
- 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[M]. 北京: 地质出版社. 200-352.
- 国家辉, 黄德保, 施立达, 潘有泰, 孔祥民, 黄惠民, 李存有, 邓孝明. 1992. 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. 1-136.
- 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[J]. 矿物学报, 15(2):144-149.
- 胡瑞忠, 彭建堂, 马东升, 苏文超, 施春华, 毕献武, 涂光炽. 2007. 扬子地块西南缘大面积低温成矿时代[J]. 矿床地质, 26(6):583-596.
- 黄汲清. 1980. 中国大地构造及其演化[M]. 北京: 科学出版社. 25-160.
- 李甫安. 1990. 桂西北主要金矿床地质特征[J]. 广西地质, 3(3):49-64.
- 李水如, 王登红, 梁婷, 屈文俊, 应立娟. 2008. 广西大明山钨矿床成矿时代及其找矿前景分析[J]. 地质学报, 82:873-879.
- 李文亢, 姜信顺, 具然弘, 等. 1989. 黔西南微细金矿床地质特征及成矿作用[A]. 见: 沈阳地质矿产研究所, 中国金矿主要类型区域成矿条件文集-6. 黔西南地区[C]. 北京: 地质出版社. 1-168.
- 李志昌, 路远发, 黄圭成. 2004. 放射性同位素地质学方法与进展[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 208-240.
- 蔺志永, 王登红, 李水如. 2008. 广西王社铜钨矿床的 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 82(11):1565-1571.
- 刘建中, 邓一明, 刘川勤, 夏勇, 张兴春, 陶淡. 2006. 水银洞金矿床包裹体和同位素地球化学研究[J]. 贵州地质, 23(1):51-56.
- 刘平, 李沛刚, 马荣, 韩忠华, 杨光龙, 叶德书. 2006. 一个与火山碎屑岩和热液喷发有关的金矿床——贵州泥堡金矿[J]. 矿床地质, 25(1):101-110.
- 刘显凡, 金景福, 倪师军. 1996. 滇黔桂微细浸染型金矿深部物源的稀土元素证据[J]. 成都理工学院学报, 23(4):25-30.
- 刘玉平, 李正祥, 李惠民, 郭立果, 徐伟, 叶霖, 李朝阳, 皮道会. 2007. 都龙锡矿床锡石和锆石 U-Pb 年代学: 滇东南白垩纪大规模花岗岩成岩-成矿事件[J]. 岩石学报, 23:967-976.
- 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[J]. 地学前缘, 11(1):45-55.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 袁顺达, 程彦博, 陈毓川. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境[J]. 高校地质学报, 14(4):510-526.
- 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[J]. 矿物学报, 18(3):359-362.
- 王登红, 陈毓川, 陈文, 桑海清, 李华芹, 路远发, 陈开礼, 林枝茂. 2004. 广西南丹大厂超大型锡多金属矿床的成矿时代[J]. 地质学报, 78:132-138.
- 王国田. 1992. 桂西北地区三条铷-锶等时线年龄[J]. 广西地质, 5(1):29-35.
- 杨科伍. 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[J]. 贵州地质, 9(3):299-306.
- 杨宗喜, 毛景文, 陈懋弘, 董祥, 武俊德, 程彦博, 赵海杰. 2008. 云南个旧卡房夕卡岩型铜(锡)矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 24(8):1937-1944.
- 杨宗喜, 毛景文, 陈懋弘, 董祥, 武俊德, 程彦博, 赵海杰. 2009. 云南个旧老厂细脉带型锡矿白云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 28(3):336-344.
- 曾允孚, 刘文均, 陈洪德, 郑荣才, 张锦泉, 李孝全, 蒋廷操. 1995. 华

- 南右江复合盆地的沉积构造演化[J]. 地质学报, 69(2):113-124.
- 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[J]. 科学通报, 27(17):1593-1595.
- 张 彦 陈 文 陈克龙 刘新宇. 2006. 成岩混层(I/S)Ar-Ar 年龄谱型及³⁹Ar 核反冲丢失机理研究——以浙江长兴地区 P-T 界线黏土岩为例[J]. 地质论评, 52(4):556-561.
- 朱赖民 刘显凡 金景福 何明友. 1998. 滇-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, 33(4):463-474.
- Chen M H, Mao J W, Bierlein F P, Norman T and Uttley P J. 2011. Structural features and metallogenesis of the Carlin-type Jinfeng (Lannigou) gold deposit, Guizhou Province, China[J]. Ore Geology Reviews, 43(1):217-234.
- Cunningham C G. 1998. Newly discovered sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in the People's Republic of China[J]. Econ. Geol., 93:1462-1467.
- Hu R Z, Su W C, Bi X W, Tu G C and Hofstra A. 2002. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China[J]. Mineralium Deposita, 37(3):378-392.
- Ludwig K R. 2001. Users Manual for Isoplot/Exrev. 2. 49: A geochronological tool kit for Microsoft Excel[R]. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. La. 1-55.
- Mao J W, Cheng Y B, Chen M H and Pirajno F. 2012. Major types and time-space distribution of Mesozoic ore deposits in South China and their geodynamic settings[J]. Mineralium Deposita, 48:267-294.
- Ressel M W, Noble D C, Henry C D and Trudel W S. 2000. Dikehosted ores of the Beast deposit and the importance of Eocene magmatism in gold mineralization of the Carlin trend, Nevada[J]. Econ. Geol., 95:1417-1444.
- Su W C, Hu R Z, Xia B, Xia Y and Liu Y P. 2009. Calcite Sm-Nd isochron age of the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China[J]. Chemical Geology, 258:269-274.