

科技报告编号

密级（公开）

400002574-- YYWF201512/1

公开日期：2017 年 12 月

辽东白云金矿床成因及其成矿动力学背景

Genesis of the Baiyun gold deposit, eastern Liaoning
Province and its geodynamic setting

作 者:刘 军

作者单位：中国地质科学院矿产资源研究所

完成日期：2017 年 6 月 1 日

中国地质科学院中央级基本科研业务费专项

科技报告编号: 400002574-- YYWF201512/1

公开

科技报告类型: 研究报告

科技报告

报 告 名 称: 辽东白云金矿床成因及其成矿动力学背景

支 持 渠 道: 中国地质科学院基本科研业务费

编 制 单 位: 中国地质科学院矿产资源研究所

编 制 时 间: 2017 年 6 月 1 日

辑要页

1. 辽东白云金矿床成因及其成矿动力学背景 Genesis of the Baiyun gold deposit, eastern Liaoning Province and its geodynamic setting		
2. 刘军—Liu Jun; 中国地质科学院矿产资源研究所		
3. 科技报告类型, 起止日期 研究报告, 2015 年-2016 年	4. 辑要页密级 公开	5. 科技报告密级 公开
6. 科技报告编号 400002574-- YYWF201512/1	7. 完成日期 2016-12-20	8. 总页数 56
9. 备注 (须注明的特殊事项, 如延期公开报告的查询权限、免责声明、报告与其它工作或成果的联系等)		
10. 摘要 辽东地区是华北克拉通北缘重要的金矿集中区, 其金矿床普遍显示出层状矿化和热液脉状矿化叠加的特征。其中, 矿床成因是研究焦点。白云大型金矿床是辽东地区金矿床的典型代表, 本项目以白云矿床为研究对象, 以成矿流体系统研究为重点, 通过流体包裹体、岩石地球化学、同位素地球化学和年代学研究, 探究矿床成因及大地构造背景, 建立成矿模式。本项目将有助于丰富华北克拉通北缘金矿成矿理论, 为辽东地区的找矿勘查工作提供理论基础。本次工作获得如下成果: 1、白云金矿花岗岩、石英斑岩及闪长玢岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 $224.2 \pm 1.3\text{Ma}$、$221.4 \pm 1.2\text{Ma}$、$221.8 \pm 1.2\text{Ma}$。11 件黄铁矿样品的 Re-Os 等时线年龄为 $195 \pm 31\text{ Ma}$。白云金矿形成于华北克拉通北缘晚三叠世后碰撞伸展构造背景; 2、白云金矿成矿岩浆主要来源于古老地壳源区, 形成于伸展背景下地壳减压熔融过程; 3、成矿流体总体具有中温、低盐度、低密度、富 CO_2 的特点, 属 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 体系; 4、白云矿床成矿流体主要来源于岩浆热液, 成矿过程中有少量大气降水的混入。成矿物质主要来自于辽河群地层, 其次来自于岩浆热液。成矿流体的不混溶或相分离作用是金等成矿物质从热液中沉淀的重要机制。5、青城子矿集区内铅锌矿、金矿、银矿属于统一的晚三叠世 Pb-Zn-Au-Ag 成矿系统。 关键词: 成矿流体; 年代学; 地球化学; 白云金矿 The Liaodong region is an important gold deposits cluster area in the northern margin of North China Craton, and these gold deposits commonly show a superposed characteristic between layered mineralization and hydrothermal vein mineralization. The ore geneses of gold deposits are current research focus. The Baiyun large gold deposit is a typical example of gold deposits in the Liaodong region, Hence the Baiyun gold deposit is chosen as a research object in this program. The authors focus on the ore-forming fluid system of the Baiyun deposit. The research on fluid inclusions, petrogeochemistry, isotope geochemistry and geochronology is to discuss the deposit geology, geochemical characteristics, nature and evolution of ore-forming fluid system, origin of ore-forming fluid and materials, chronology framework. Furthermore, we hope to confirm the ore genesis and geodynamic background, establish a reasonable metallogenic model. This study is conducive to enrich metallogenic theory of gold deposits in northern margin of the North China Craton, summarize metallogenic regularity and prospecting clues, and thus it can provide a theory basis for the ore prospecting of the Liaodong region. The main conclusions include: 1, We report precise in situ LA-ICP-MS zircon U-Pb dates for the monzonite porphyry, quartz porphyry, and diorite porphyry, corresponding with ages of $224.2 \pm 1.3\text{ Ma}$, $221.4 \pm 1.2\text{ Ma}$, and $221.8 \pm 1.2\text{ Ma}$ respectively. The Re-Os isochron age of 11 pyrite samples is $195 \pm 31\text{ Ma}$. The Baiyun gold deposit is formed in the late Triassic		

extension setting of northern North China Craton; 2, The ore-forming magma from the Baiyun deposit derived from ancient crust, originated from decompression melting of lower crust in the extension setting; 3, The ore-forming fluids were characterised by intermediate temperature, low salinity, low density, CO₂-rich, and belonged to an H₂O–NaCl–CO₂ system; 4, The ore-forming fluids comprised largely magmatic water with a minor contribution of meteoric water. The ore-forming materials were mainly from metamorphic rocks of the Proterozoic Gaixian Formation, with minor from the Triassic intermediate–acidic rocks. The fluid phase separation or immiscibility caused rapid precipitation of ore-forming materials; 5, The Qingchengzi ore field belongs to a unified late Triassic Pb–Zn–Au–Ag ore-forming system.

Key words: Ore-forming fluid; Chronology; Geochemistry; Baiyun gold deposit

11. 支持 渠道	项目名称		辽东白云金矿床成因及其成矿动力学背景		
	承担单位		中国地质科学院矿产资源研究所		
	项目负责人		刘军	项目编号	YYWF201512
	立项部门		中国地质科学院	计划名称	
12. 联系人	姓名	刘军	联系方式	18201653604	

目 次

第一章 前言	
1.1 项目概况.....	6
1.2 研究区范围.....	8
1.3 区域地质调查工作.....	8
1.4 矿区地质勘查工作.....	9
第二章 矿床地质	
2.1 矿床地质特征.....	11
2.2 载金矿物化学组成.....	12
第三章 同位素年代学	
3.1 分析方法.....	15
3.2 分析结果.....	16
第四章 岩石地球化学	
4.1 测试方法.....	23
4.2 测试结果.....	23
4.3 岩浆源区及构造背景.....	25
第五章 成矿流体系统	
5.1 样品特征及分析方法.....	34
5.2 流体包裹体类型及组合.....	34
5.3 流体包裹体显微测温结果.....	36
5.4 拉曼光谱分析.....	39
5.5 成矿深度.....	40
5.6 成矿流体性质.....	40
第六章 同位素地球化学	
6.1 测试方法.....	42
6.2 测试结果.....	43
6.3 成矿流体来源.....	43
6.4 成矿物质来源.....	46
第七章 结论	

第一章 前言

1.1 项目概况

辽东地区位于华北克拉通北缘,是我国重要的菱镁矿、滑石、硼、铅锌、金、银和铜等成矿区,尤以盛产菱镁矿、滑石、硼及铅锌著称。二十世纪 90 年代以来,随着辽东地区相继发现了小佟家堡子、白云、猫岭、五龙、王家崴子、沙窝沟等多处大、中型金矿床,该区同时成为我国重要的金矿集中区。其中,青城子地区最为典型,该区铅锌矿床已有百余年的开采历史,正面临资源“枯竭”的困局,然而新近在其外围发现金矿床(点)17 处,包括白云、小佟家堡子、桃源和杨树等大、中型金矿床,金储量达 200 吨(图 1-1),与区内以铅锌为主的传统成矿特色形成了鲜明的反差。上述事实揭示出辽东地区存在巨大的金矿找矿潜力,同时我国地质工作者对这一地区的金矿勘查和研究工作也陆续展开。我国学者曾认为辽东地区金矿床是产于古元古代辽东裂谷内部,受裂谷特定岩系控制的一系列金矿床(涂光炽, 1984; 方如恒, 1999)。然而,随着近年来白云、四道沟、隈子等金矿床勘查和研究工作的深入,发现众多金矿床同时受韧性剪切带及中生代岩浆活动复合控制(刘先利等, 2000; 魏民, 2001),金矿床普遍显示出层状矿化和热液脉状矿化叠加的特征。前人在辽东地区的铅锌、菱镁矿及硼矿的矿床地质及成矿理论研究方面已经积累了丰富的资料,而众多金矿床由于发现较晚,总体研究程度相对较低,在金矿床的成矿时代、成矿流体特征及成矿机制等关键地质问题上仍存在较大争议,主要存在 3 方面问题:(1)成矿时代不清,争论焦点是元古代、中生代,或多期成矿;(2)成矿流体系统研究薄弱,矿床除发育层状矿化外,还经历热液脉型矿化叠加,成矿流体系统更为复杂;(3)层状矿化与热液脉型矿化关系不明。由于这些关键地质问题长时间得不到有效解决,进而出现了层控型(涂光炽, 1984)、变质热液型(倪培等, 1993)、大气降水热液型(倪培等, 1993)、喷流-沉积型(张启圻等, 1996)、卡林型(刘国平等, 1998)、韧性剪切带型(刘先利等, 2000)及岩浆热液型(倪培等, 1993; 魏民, 2001; Yu et al., 2009)矿床等多种观点。这严重限制了辽东地区金矿床的理论研究水平及找矿勘查工作的部署。因此,在辽东地区开展典型金矿床的成矿机制研究工作显得十分迫切。

白云金矿位于辽宁省青城子镇境内,地处青城子矿集区外围。近年来,白云矿床深部及外围找矿工作取得了显著成果,累计探获金金属量达 40 吨,已成为辽东地区最大的金矿床之一,并显示出良好的找矿潜力。白云矿床受古元古代辽河群特定岩系控制,又与韧性剪切

带及中生代岩浆活动关系密切，具有层状矿化和热液脉状矿化叠加的特征。白云矿床作为辽东地区代表性的大型金矿床，除了矿床地质特征的描述、少量流体包裹体和同位素地球化学研究（倪培等，1993；张启圻等，1996；刘国平等，1999，2000；杨新库，2011）之外，尚未开展系统的地质地球化学与成矿作用研究。鉴于此，中国地质科学院设立了基本科研业务费项目“辽东白云金矿床成因及其成矿动力学背景”，拟对白云金矿开展典型矿床解剖，查明成岩成矿时代、成矿流体和成矿物质来源、建立成矿模式。本次研究工作注重矿床成因研究，目的是快速提高矿床的整体研究水平，为在矿区及周边地区寻找同类矿床提供理论支撑。

项目野外工作期间得到了辽宁有色地质局一 O 三队刘福兴、李生辉、孙启明等同志的热情帮助。室内测试分析工作得到了核工业北京地质研究院刘牧工程师、国家地质测试中心李超博士、中国地质科学院矿产资源研究所陈伟十工程师、陈振宇研究员、杨丹研究员、段超博士的热情帮助。

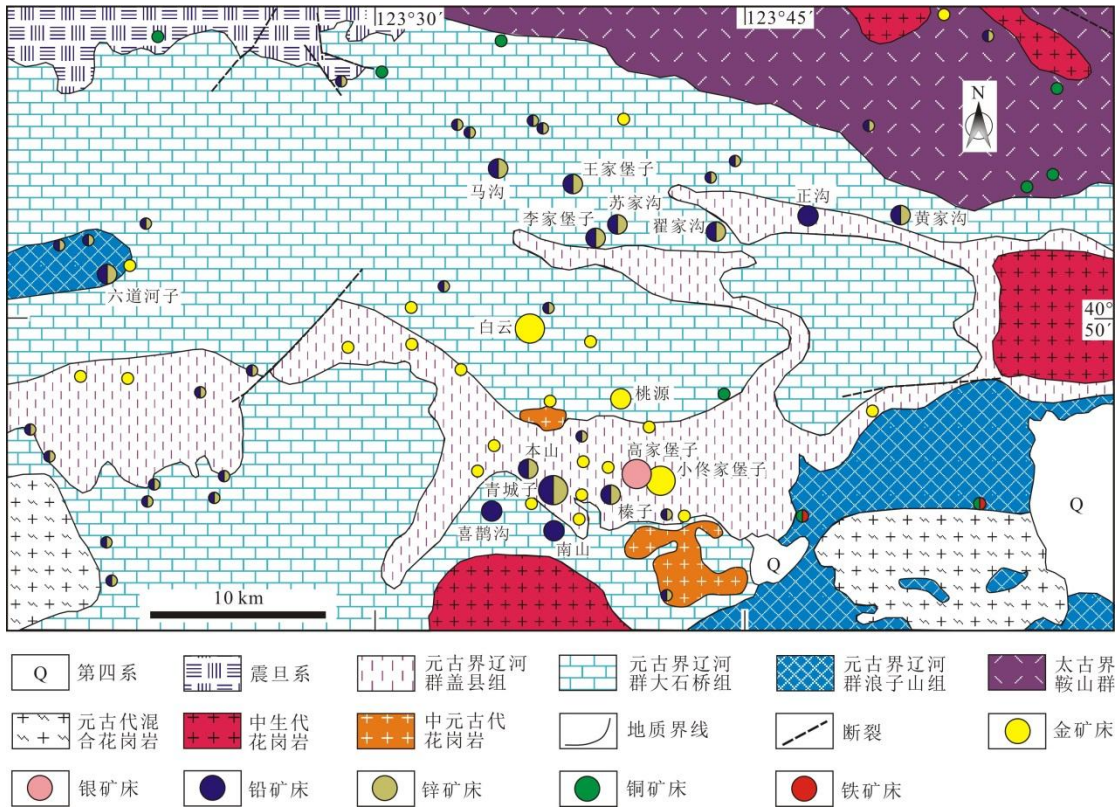


图 1-1 辽东地区地质矿产图（据辽宁有色地质局一 O 三队，2012 资料）

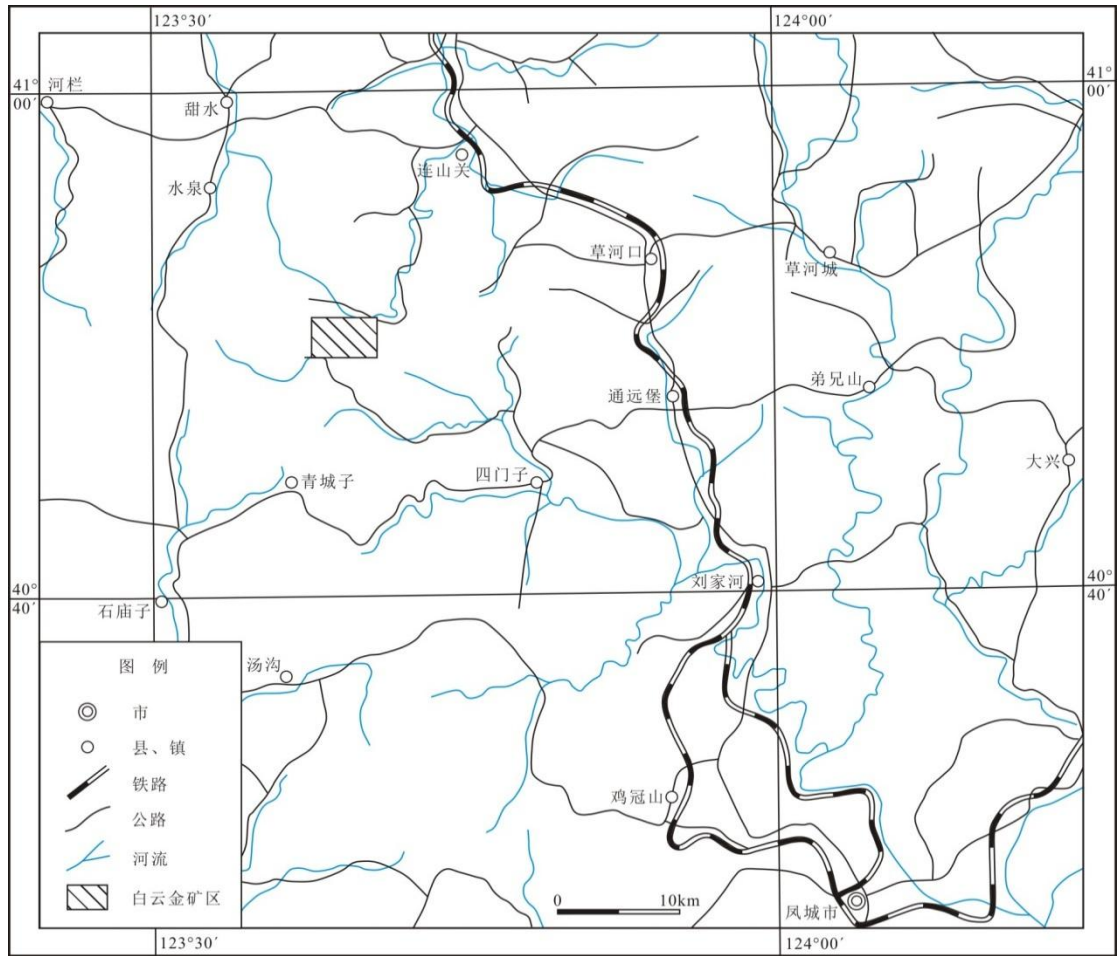


图 1-2 白云金矿床交通位置图

1.2 研究区范围

白云金矿位于辽宁省凤城市青城子镇白云山村，行政区属青城子镇管辖。矿区地理坐标范围为：东经 $123^{\circ}32'43'' \sim 123^{\circ}39'07''$ ，北纬 $40^{\circ}48'13'' \sim 40^{\circ}50'55''$ ，面积约为 6 平方千米。矿区距沈丹铁路通远堡站 50 千米，区内有公路相连，交通较为便利，矿区地理及交通位置见图 1-2。

1.3 区域地质调查工作

20 世纪 50 年代至今，辽宁省地矿局、有色地勘局等多家地勘单位曾先后在白云金矿及其外围开展了小比例尺区域地质测量、区域地球物理测量、区域地球化学测量、区域遥感地质测量，取得了许多重要的区域地质调查成果。

20 世纪 70 ~ 80 年代，辽宁省地质矿产局区测队开展了 1:20 万区域地质测量，辽宁省地质矿产局物探大队开展了 1:50 万和 1:20 万航磁测量及 1:50 万重力测量，为本区及其外围开展区域地质构造研究和大比例尺找矿勘查提供了重要的区域地质调查和区域地球物理资

料。

20 世纪 80 年代, 辽宁有色地质勘查局地球物理勘查大队在辽东地区 30000 km² 范围内开展了 1:5 万水系沉积物地球化学测量。

20 世纪 90 年代, 辽宁有色地质勘查局地球物理勘查大队在青城子矿区及其外围 120 km² 范围内开展了 1:1 万土壤地球化学测量和大比例尺高精度磁测、激电中梯等地球物理测量。辽宁有色地质勘查局地质矿产研究所开展了 3600 km² (1:5 万) 航空彩红外图像解译编图、42000 km² TM 图像解译编图, 编制了包括白云矿区在内的五个矿区(床) 遥感影像模式图, 总结了白云金矿区等矿区的遥感影像模式, 预测了白云西部等多处找矿靶区。

1.4 矿区地质勘查工作

1978~1980 年, 辽宁省冶金地质勘探公司一〇七队在该区开展地质找矿工作, 发现 3000 余米的東西向金矿化带, 发现了 4-1、3 号等多条矿体。

1978~1982 年, 辽宁省冶金地质勘探公司一〇七队对白云金矿二道沟区 1 号脉、2 号脉进行了地质勘查工作, 提交了《辽宁省凤城县白云金矿区评价地质报告》。

1986~1988 年, 原冶金工业部东北地质勘探公司四公司对白云金矿区三道沟区 10 号脉进行地质勘查, 提交了《辽宁省凤城满族自治县白云村三道沟金矿详查报告》。

1996~1998 年, 辽宁有色丹东地质勘查院对白云金矿三道沟区 11 号脉带及二道沟区 1 号脉、2 号脉深部及外围进行地质勘查, 提交了《辽宁省凤城市白云金矿床地质详查报告》。

2000 年, 辽宁有色丹东地质勘查院对 1 号脉、2 号脉边部进行地质勘查, 提交《白云金矿床补充勘探报告》。

2005 年, 白云金矿对白云金矿区姚家岭开展 1:1 万土壤测量工作, 提交了《白云金矿姚家岭区土壤测量总结报告》和 1:1 万白云金矿区姚家岭区 Au、Ag、As 综合异常图。

2005 年, 辽宁有色丹东地质勘查院在大三道沟区进行了 1:1 万土壤测量工作 6.5 km², 发现 10 个组合异常。

2007~2010 年, 辽宁有色地质局一〇三队通过实施《辽宁省凤城市白云金矿接替资源勘查》项目, 发现了 1 处 333 级别资源量 33 吨大型可供详查的金矿产地, 发现了 2 处可供普查的金矿产地, 取得了找矿成果的重大突破。

2012~2013 年, 辽宁有色地质局一〇三队通过实施老矿山找矿项目重点对荒甸子区的 60 号脉带、二道沟西区-二道沟区、白云大三道沟区开展 1:2000 地质测量、物探、地表工程揭露等工作, 提交了综合研究报告。

本项目实物工作量

序号	工作内容	计量单位	工作量
1	岩/矿石标本	件	110
2	岩/矿石野外照片	张	70
3	薄片加工	片	30
4	光片加工	片	30
5	岩/矿石显微照片	张	47
6	包裹体显微照片	张	66
7	包裹体片加工	片	80
8	探针片加工	片	20
9	岩石粉末样	件	25
10	单矿物分选	件	60
11	电子探针分析	点	50
12	锆石 CL 图片	张	82
13	锆石 U-Pb 年代学	点	150
14	锆石 Lu-Hf 同位素分析	点	70
15	岩石主微量元素分析	件	12
16	C 同位素分析	件	7
17	H、O 同位素分析	件	7
18	Pb 同位素分析	件	17
19	He、Ar 同位素分析	件	3
20	黄铁矿 Re-Os 定年	件	11
21	包裹体显微测温	个	200
22	包裹体激光拉曼光谱分析	点	50
23	项目研究报告	份	1

第二章 矿床地质

2.1 矿床地质特征

白云金矿区出露地层有辽河群大石桥组白云石大理岩、石榴石云母片岩、黑云母片岩、透闪变粒岩及盖县组黑云母变粒岩、浅粒岩、透闪变粒岩、夕线石云母片岩。矿区内近东西向展布的脆-韧性剪切带控制了金矿化带及矿体的形态、产状、规模及分布。矿区内发育各类基性至酸性岩脉，其中二长斑岩、闪长玢岩、石英斑岩、花岗斑岩沿韧性剪切带侵入，与金矿脉呈平行状产出。金矿体赋存于大石桥组和盖县组中，地表延长 8500 m，宽 100~300 m，倾斜延深大于 1000 m，呈脉状、扁豆状、透镜状产出，走向近东西，倾向南，倾角 25°~30°（图 2-1）。矿石呈团块状、细脉状-网脉状、稠密浸染状或稀疏浸染状产出。金属矿物主要有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿。金矿物主要为银金矿，其次为自然金，呈粒状、不规则状产在黄铁矿晶体内或晶隙及裂隙中。围岩蚀变较发育，主要有硅化、钾长石化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化。

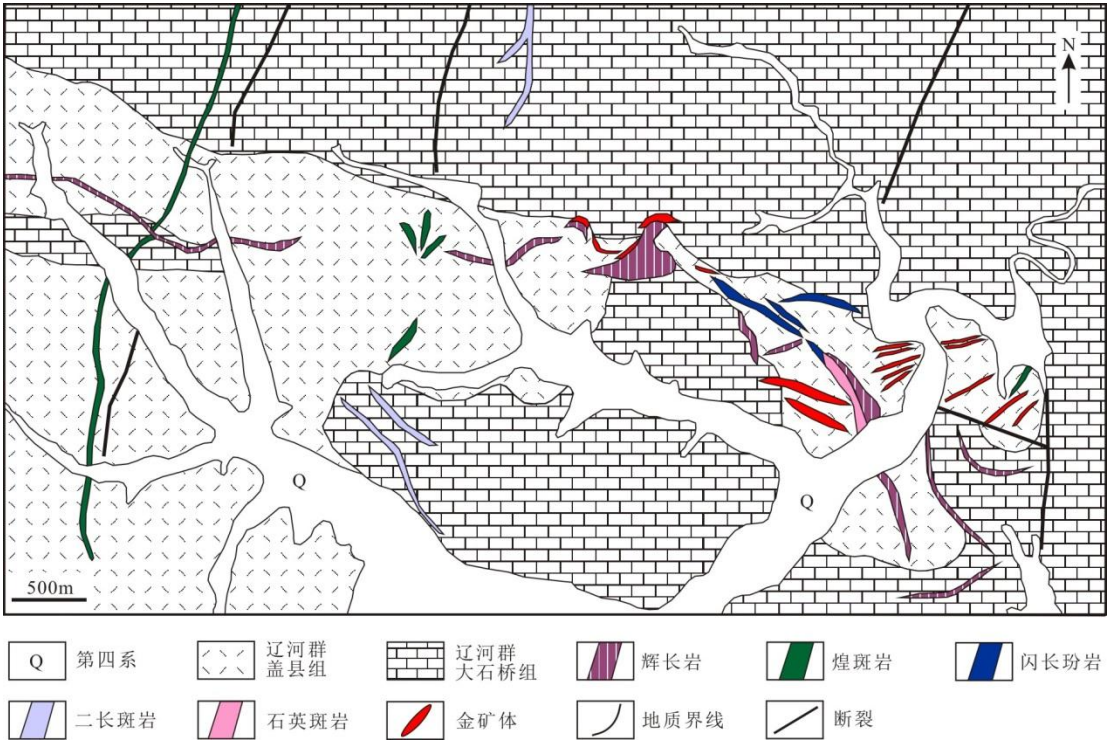


图 2-1 白云金矿床矿区地质图

根据野外穿插关系、矿物组合特点，白云金矿床可以划分为 3 个成矿阶段，自早到晚依次划分为早中晚 3 个阶段，成矿早阶段发育钾长石-石英±黄铁矿脉，成矿中阶段主要发育石英-黄铁矿±黄铜矿脉，成矿晚阶段发育石英-碳酸盐脉。其中，成矿中阶段是金成矿的主阶段，发育石英、黄铁矿，伴有少量黄铜矿、磁黄铁矿及闪锌矿等，该阶段蚀变矿化叠加在早

阶段的钾长石化蚀变岩上或围岩中。

2.2 载金矿物化学组成

野外系统采集了白云金矿床含金石英脉、蚀变岩型金矿石样品，将其磨制成探针片或光片。将需要测试的样品喷上碳层，放入电子探针显微分析仪的样品室中，对目标矿物（黄铁矿）进行电子探针（EPMA）分析。测试工作在中国地质科学院矿产资源研究所进行，仪器型号为 JXA-8230，加速电压 20 kV，电流 20 nA，束斑直径 5 μ m。EMPA 点分析主要元素数据见表 2-1。

黄铁矿的 $w(\text{Fe})$ 为 45.60% ~ 46.53%，平均为 46.04%； $w(\text{S})$ 为 52.34% ~ 53.64%，平均为 53.02%。其 Fe 含量略低于理论值(46.55%)，而 S 含量则绝大部分低于理论值(53.45%)，这主要是由于黄铜矿等硫化物的相继沉淀，消耗了成矿流体中较多的 S，造成硫逸度降低，使得进入黄铁矿晶格的硫相应减少。黄铁矿的 $w(\text{As})$ 为 0.01% ~ 0.06%，平均为 0.03%。

As 在黄铁矿中会替代 S 的位置，导致晶胞参数增大，化学键联结能力减弱，晶格易发生错位而形成晶格缺陷，从而有利于金在黄铁矿表面的吸附沉淀（郭福祺，1988）。这与白云金矿中 Au 含量随 As 含量增高而增高的趋势一致（图 2-2）。而石英-黄铁矿-黄铜矿脉中黄铁矿的 As 含量之所以更低，是因为 As 在进入黄铁矿晶格的同时也会以类质同象的形式替代 S 等元素进入黄铜矿的晶格。在岩浆热液中，Co 比 Ni 具有更强的亲硫性，因此，岩浆热液成因黄铁矿的 Co/Ni 值大于 1（王奎仁，1989）。白云金矿中黄铁矿的 Co/Ni 值为 0.29 ~ 22.13，平均值为 4.81。结合黄铁矿的 Fe/S 值为 0.85 ~ 0.89，平均值为 0.87，接近热液成因黄铁矿的 Fe/S 值（0.877）（郭福祺，1988；范长福等，2011）。因此，白云金矿中的部分黄铁矿属于岩浆热液成因。

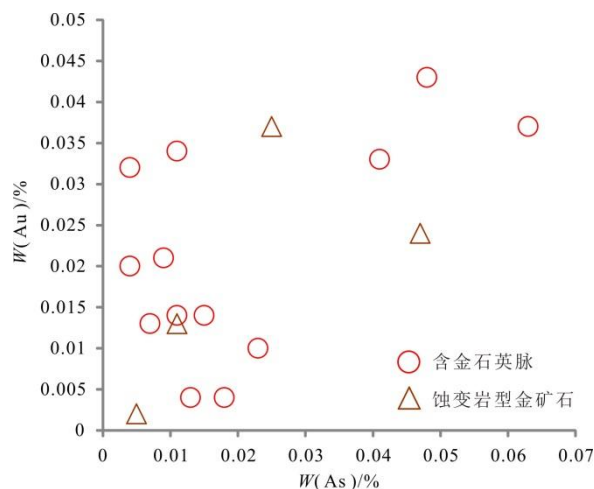


图 2-2 白云金矿黄铁矿 As-Au 协变图

表 2-1 白云金矿床金属硫化物电子探针分析数据

样号	矿石类型	矿物	w(B) / %															
			As	Se	S	Mo	Sb	Co	Zn	Fe	Cu	Ag	Au	Mn	Pb	Ni	Te	Total
LB-39-1-1	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	0.01	53.50	0.04	0.03	0.06	—	46.35	0.02	0.76	0.03	0.01	0.02	0.04	—	100.85
LB-39-1-2	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.02	0.01	53.07	0.03	0.02	0.03	0.01	46.00	0.01	—	—	—	0.02	0.09	—	99.29
LB-39-1-3	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	52.95	0.04	—	0.05	—	45.89	—	—	—	—	—	—	—	98.92
LB-39-1-4	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	53.44	0.04	—	0.07	—	45.65	—	0.55	0.01	0.01	0.03	0.03	—	99.82
LB-39-1-5	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	53.41	0.03	0.01	0.08	—	46.18	—	0.14	—	—	—	—	0.01	99.87
LB-39-1-6	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	53.40	0.04	0.01	0.07	—	45.86	0.02	—	0.01	—	0.01	—	0.01	99.42
LB-39-2-1	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	0.02	53.29	0.04	—	0.06	0.01	45.83	0.04	0.47	0.03	—	—	0.05	0.01	99.84
LB-39-2-2	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.06	—	53.25	0.03	—	0.08	—	45.64	—	—	0.04	—	0.03	—	—	99.14
LB-39-2-3	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.01	—	53.10	0.04	—	0.05	—	46.50	0.03	—	0.03	—	—	—	0.01	99.77
LB-39-2-4	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.05	0.01	52.93	0.03	0.05	0.09	—	46.09	—	—	0.04	0.01	—	0.02	—	99.32
LB-39-2-5	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.02	—	53.64	0.04	—	0.02	—	46.20	—	0.39	0.01	0.01	0.06	—	0.01	100.38
LB-39-2-6	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	53.07	0.04	—	0.06	0.01	46.22	—	0.82	—	—	—	—	—	100.23
LB-39-2-7	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.02	—	53.24	0.03	—	0.02	0.05	46.12	—	0.44	0.01	—	—	0.05	—	99.98
LB-39-2-8	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	53.08	0.04	—	0.06	—	46.22	0.02	—	0.02	—	0.04	0.09	—	99.57
LB-39-2-9	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.01	—	52.88	0.04	—	0.02	—	45.69	—	0.25	—	—	0.01	0.01	—	98.91
LB-44-1-1	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	0.01	52.89	0.04	—	0.05	0.04	46.53	—	—	0.01	—	0.02	—	—	99.58
LB-44-1-2	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.01	—	52.92	0.04	—	0.06	0.01	46.06	—	—	—	0.01	0.05	—	—	99.16
LB-44-1-3	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.05	—	53.02	0.04	—	0.05	—	46.01	0.03	0.48	—	—	0.06	—	—	99.75
LB-44-1-4	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	52.99	0.04	—	0.07	—	46.33	—	—	—	—	0.01	0.01	—	99.45
LB-44-1-5	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.04	—	52.50	0.03	—	0.12	0.02	46.03	—	—	—	—	—	—	—	98.74
LB-44-1-6	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.02	—	52.71	0.04	—	0.09	0.01	45.87	0.05	—	—	—	0.01	—	—	98.81
LB-44-1-7	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.03	—	52.34	0.04	—	0.05	—	46.39	—	0.32	—	—	—	—	—	99.16
LB-44-2-1	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.01	—	52.74	0.04	—	0.06	—	46.16	0.01	—	0.02	—	—	0.03	—	99.07

LB-44-2-2	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	53.14	0.03	0.02	0.08	0.02	46.09	0.05	—	—	—	0.07	0.04	—	99.55
LB-44-2-3	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.01	0.04	52.92	0.04	—	0.06	—	45.85	0.01	0.87	0.01	—	—	0.01	0.01	99.84
LB-44-2-4	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.04	0.04	53.21	0.04	—	0.04	—	46.10	—	—	0.03	0.01	0.01	—	—	99.52
LB-44-2-5	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.01	0.01	52.91	0.04	—	0.04	—	45.76	0.01	1.10	—	—	—	—	—	99.88
LB-44-3-1	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.02	0.01	52.64	0.03	—	0.06	—	45.99	0.01	—	—	—	0.04	—	—	98.79
LB-44-3-2	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	0.02	52.77	0.04	0.02	0.08	—	46.51	0.03	0.39	0.03	—	0.10	0.02	—	99.99
LB-44-3-3	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	52.81	0.04	0.01	0.06	0.03	45.64	0.04	0.06	0.02	—	0.06	—	—	98.77
LB-44-3-4	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	0.02	—	52.84	0.03	—	0.04	0.05	45.60	—	0.78	—	—	0.01	—	—	99.37
LB-44-3-5	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	53.00	0.04	0.01	0.11	—	46.00	—	—	0.04	0.02	—	0.04	—	99.24
LB-42-2-1	石英-黄铜矿-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	53.05	0.04	—	0.18	—	46.03	0.09	0.45	0.02	—	0.08	0.01	0.02	99.95
LB-42-2-2	石英-黄铜矿-黄铁矿脉	黄铁矿	—	—	52.85	0.04	—	0.07	0.02	45.94	—	—	—	—	0.03	0.07	0.01	99.03
LB-42-2-3	石英-黄铜矿-黄铁矿脉	黄铁矿	0.01	—	52.94	0.03	0.00	0.08	0.06	45.72	—	0.30	0.01	—	0.03	0.18	—	99.36
LB-56-1-1	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	0.03	—	53.05	0.04	0.02	0.04	—	46.02	—	1.13	0.04	—	0.07	—	—	100.43
LB-56-1-2	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	0.05	0.01	52.86	0.04	—	0.05	—	46.02	—	0.21	0.02	0.02	0.07	—	0.01	99.36
LB-56-1-3	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	0.05	0.02	53.16	0.04	—	0.06	0.03	46.33	0.01	—	—	—	0.01	0.08	—	99.78
LB-56-1-4	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	0.03	—	52.84	0.03	0.03	0.04	0.04	45.94	—	—	—	—	0.05	0.02	0.01	99.03
LB-56-1-5	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	0.04	—	52.99	0.04	0.01	0.06	0.01	46.32	—	—	—	0.02	—	—	0.01	99.49
LB-56-2-1	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	—	—	52.88	0.03	—	0.03	—	46.07	0.04	0.32	0.02	0.01	—	—	—	99.41
LB-56-2-2	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	0.01	—	53.20	0.04	—	0.11	0.02	46.25	0.03	0.16	—	—	—	0.02	—	99.81
LB-56-2-3	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	0.01	—	53.59	0.04	0.02	0.06	0.04	45.91	0.04	0.32	0.01	—	—	—	—	100.04

第三章 同位素年代学

3.1 测试方法

将采集的白云金矿二长斑岩、石英斑岩、闪长玢岩样品破碎，按重力和磁选方法分选，最后在双目镜下根据锆石颜色、自形程度、形态等特征初步分类，挑选出具有代表性的锆石。将分选好的锆石用环氧树脂制靶、打磨和抛光。锆石的阴极发光（CL）图像在北京锆年领航科技有限公司完成，仪器为日本 JEOL 公司生产的 JSM 6510 型扫描电子显微镜。LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年测试工作在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成，所用仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。激光剥蚀所用斑束直径为 25 μm ，频率为 10 Hz，能量密度约为 2.5 J/cm²，以 He 为载气。信号较小的 ²⁰⁷Pb、²⁰⁶Pb、²⁰⁴Pb(+²⁰⁴Hg)、²⁰²Hg 用离子计数器(multi-ion-counters)接收，²⁰⁸Pb、²³²Th、²³⁸U 信号用法拉第杯接收，实现了所有目标同位素信号的同时接收并且不同质量数的峰基本上都是平坦的，进而可以获得高精度的数据，均匀锆石颗粒 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb、²⁰⁶Pb/²³⁸U、²⁰⁷Pb/²³⁵U 的测试精度均为 2% 左右，对锆石标准的定年精度和准确度在 1% 左右。测试过程中在每测定 5-7 个样品前后重复测定两个锆石 GJ1 对样品进行校正，并测量一个锆石 Plesovice，观察仪器的状态以保证测试的精确度。详细实验测试过程见侯可军等（2009）。

11 件黄铁矿样品的 Re-Os 定年测试工作在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成。实验流程如下。（1）分解样品：准确称取待分析样品，通过细颈漏斗加入到 Carius 管底部。缓慢加液氮到有半杯乙醇的保温杯中，使成粘稠状。放装好样品的 Carius 管到该保温杯中。用适量超纯浓 HCl 通过细颈漏斗把准确称取的 ¹⁸⁵Re 和 ¹⁹⁰Os 混合稀释剂转入 Carius 管底部。再依次加入适量硝酸和 30% H₂O₂。当 Carius 管底溶液冻实后，用液化石油气和氧气火焰加热封好 Carius 管的细颈部分。擦净表面残存的乙醇，放入不锈钢套管内。轻轻放套管入鼓风烘箱内，待回到室温后，逐渐升温到 200 $^{\circ}\text{C}$ 保温 24h。取出，冷却后在底部冻实的情况下，先用细强火焰烧熔 Carius 管细管部分一点，使内部压力得以释放。再用玻璃刀划痕，并用烧热的玻璃棒烫裂划痕部分。（2）直接蒸馏分离钌：将溶好冰冻的 Carius 管在细颈处打开，蒸馏前放在冰水浴中回温后，加入相当样品溶液 1.5 倍体积左右的超纯水，把事先准备好的穿有两根 Teflon 细管的胶头套在 Carius 管的细颈部分。吸收管内装有 5mL 1:1 超纯 HBr（冰水浴）吸收蒸馏出的 OsO₄。为了防止由于往 Carius 管内加水引起管内溶液先热后冷而导致

吸收管内溶液倒吸入 Carius 管内, 先把 Teflon 排气管插入吸收管内溶液液面之上, 把 Carius 管插入盖上有洞的电蒸笼中, 送气管插入 Carius 管内溶液底部, 气路通畅后再将排气管插进吸收管吸收液底部, 电蒸笼蒸汽 100°C 加热 60 分钟。所得 OsO₄ 吸收液用微蒸馏方法进一步纯化 Os。将蒸馏残液转入 150 mL Teflon 烧杯中待分离铼。(3) 微蒸馏纯化 Os: 将 HBr 吸收液转移至 100mL Teflon 蒸发皿中, 浓缩至大约 100uL。用移液枪转移至倒置的尖底瓶盖子上, 在 100°C 电热板上加热至完全干。在 5mL 尖底瓶尖底处加入 10uL 四次蒸馏纯化的 HBr。将 30-40uL 6mol/L H₂SO₄-CrO₃ 溶液覆盖在蒸干的 HBr 残渣上面, 迅速将尖底部分倒扣在瓶盖上, 拧紧。将尖底瓶包上铝箔, 置于 85°C 电热板上蒸馏 4h。冷却后轻轻拧开盖, 清去蒸馏残液, 扶正尖底瓶, 拧紧尖底瓶盖子并置于 80°C 烘箱中加热 2h。将尖底瓶盖子打开再加热 0.5h, 点在 Pt 带上测定 Os 同位素比值。(4) 萃取分离 Re: 将 Carius 管蒸馏残液转入 150 mL Teflon 烧杯中, 将其置于电热板上, 加热近干。加少量水, 加热近干, 重复两次以降低酸度。加入 10 ml 10mol/L NaOH (如果碱化后沉淀量过多, 可适当增加 NaOH 用量), 稍微加热, 促进样品转为碱性介质。转入 50mL Teflon 离心管中, 加入 10 mL 丙酮, 振荡 1min。萃取 Re。2000R/h 离心 10min 后, 用滴管直接取上层丙酮相取到 20 mL 已加有 3mL 10mol/L NaOH 的 Teflon 离心管中, 振荡 1min., 2000R/h 离心 10min, 用一次性滴管取上层 5mL 丙酮于洗干净的装有 1mL 超纯水 Teflon 烧杯中, 在电热板上 80°C 加热除去丙酮, 然后电热板温度升至 120°C 加热至干, 加数滴浓硝酸和 30% 过氧化氢, 加热蒸干以除去残存的有机质。加入 10μL 超纯水, 点在 Pt 带上, 用于 TIMS 测定 Re 同位素比值。(5) 质谱测定: 采用 Thermo FisherScientific 公司生产的热表面电离质谱仪 Triton-plus 测定同位素比值。对于 Re 采用静态法拉第杯模式同时测定 ¹⁸⁵ReO₄、¹⁸⁷ReO₄, 对于 Os 采用法拉第杯多接收模式测定 ¹⁸⁶OsO₃、¹⁸⁷OsO₃、¹⁸⁸OsO₃、¹⁸⁹OsO₃、¹⁹⁰OsO₃、¹⁹²OsO₃。对测量数据利用 O 同位素自然丰度和统计学中等概率模型采用逐级剥谱法进行 O 同位素干扰扣除。采用普 Re ¹⁸⁵Re/¹⁸⁷Re=0.59738 作为外标进行 Re 同位素质量分馏校正, 采用 ¹⁹²Os/¹⁸⁸Os=3.0827 作为内标迭代法对 Os 进行质量分馏校正。

3.2 测试结果

二长斑岩(编号: LB7)中锆石大多呈长柱状, 少量为短柱状, 粒径集中在 100 ~ 200 μm, 无色透明或黄褐色, 具清晰的生长韵律环带。24 颗锆石的 Th/U 比值介于 0.51 ~ 1.09, 大于 0.1; Th 含量介于 381.3×10⁻⁶ ~ 784.5×10⁻⁶, 平均值为 546.0×10⁻⁶; U 含量介于 438.9×10⁻⁶ ~

973.3×10^{-6} ，平均值为 710.4×10^{-6} （表 3-1）。据此认为锆石为岩浆成因。24 颗锆石给出了 $224.2 \pm 1.3 \text{ Ma}$ 的加权平均年龄， $\text{MSWD}=1.2$ ，代表了锆石的结晶年龄（图 3-1a、b）。

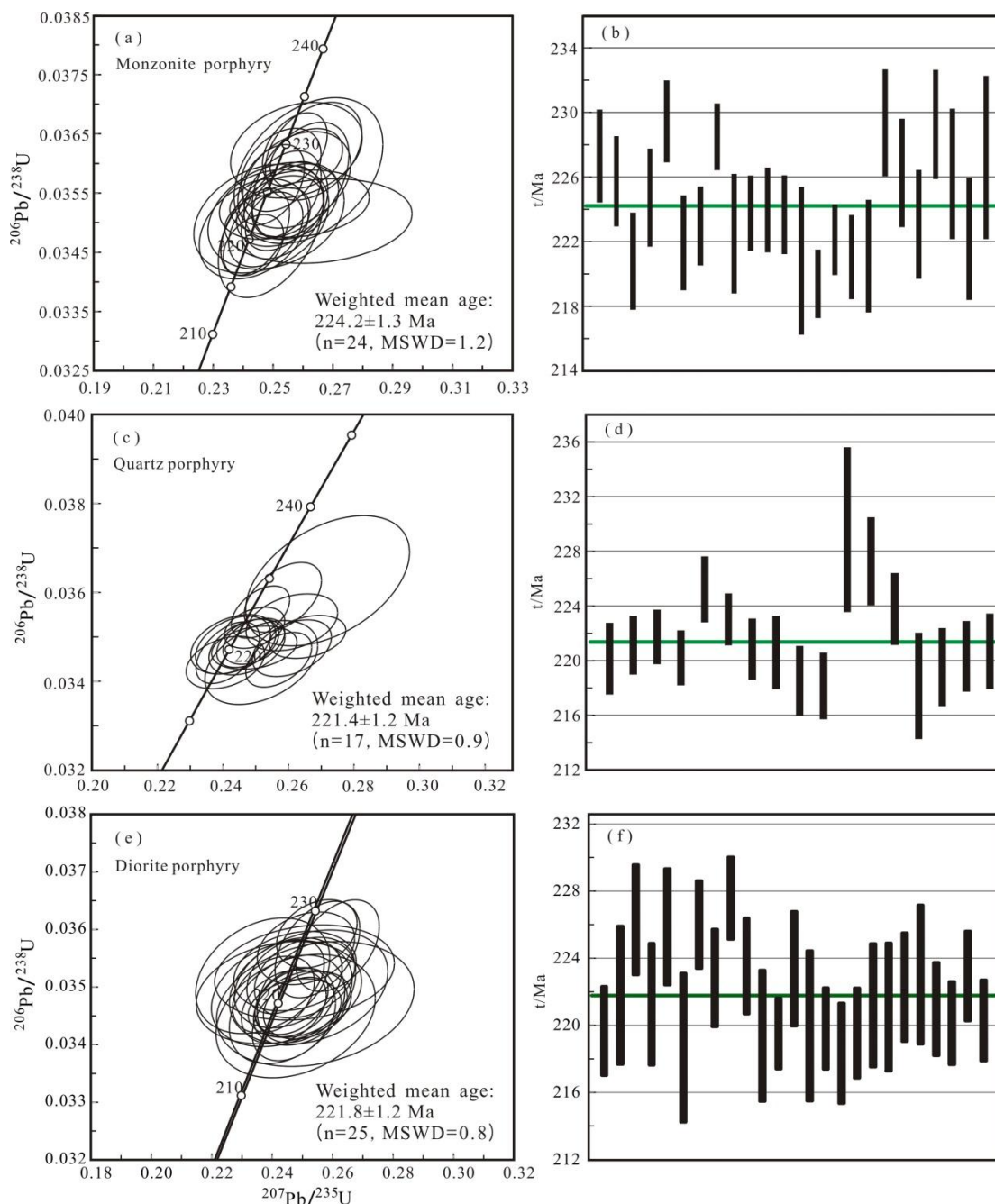


图 3-1 白云矿床中酸性脉岩锆石 U-Pb 年龄图解

石英斑岩(编号:LB21)中锆石大多呈长柱状,少量为短柱状,粒径集中在 $50 \sim 100 \mu\text{m}$, 无色透明或黄褐色,具清晰的生长韵律环带。17 颗锆石的 Th/U 比值介于 $0.73 \sim 1.50$, 大于 0.1 ; Th 含量介于 $476.4 \times 10^{-6} \sim 1980.2 \times 10^{-6}$, 平均值为 915.0×10^{-6} ; U 含量介于 $544.4 \times 10^{-6} \sim 1464.9 \times 10^{-6}$, 平均值为 987.9×10^{-6} （表 3-1）。据此认为锆石为岩浆成因。17 颗锆石给出了

221.4±1.2Ma 的加权平均年龄，MSWD=0.9，代表了锆石的结晶年龄（图 3-1c、d）。

闪长玢岩（编号：LB14）中锆石基本呈长柱状，粒径集中在 100 ~ 200 μm，无色透明或黄褐色，具清晰的生长韵律环带。25 颗锆石的 Th/U 比值介于 0.61 ~ 0.97，大于 0.1；Th 含量介于 $217.7 \times 10^{-6} \sim 642.3 \times 10^{-6}$ ，平均值为 395.1×10^{-6} ；U 含量介于 $333.7 \times 10^{-6} \sim 702.1 \times 10^{-6}$ ，平均值为 497.6×10^{-6} （表 3-1）。据此认为锆石为岩浆成因。25 颗锆石给出了 221.8±1.2Ma 的加权平均年龄，MSWD=0.8，代表了锆石的结晶年龄（图 3-1e、f）。

测定的 11 件黄铁矿样品的 Re 和 Os 的含量以及 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 和 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值列于表 3-2。所测 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 和 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值均扣除了全流程空白。采用 ISOPLLOT 软件(Ludwig, 1999)对所获得的 11 个数据进行等时线计算,得到等时线年龄为 195 ± 31 Ma,初始 Os 值为 5.1 ± 2.2 （图 3-2）。

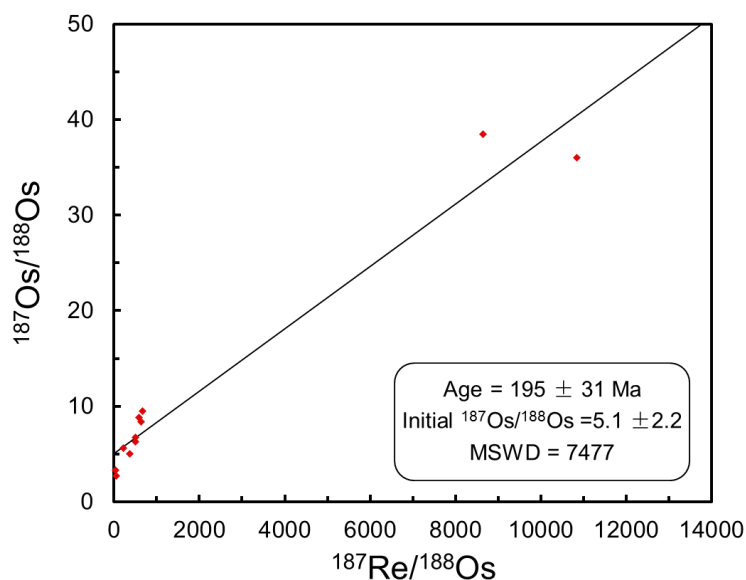


图 3-2 辽宁丹东白云金矿中黄铁矿 Re-Os 同位素等时线

表 3-1 白云矿床中酸性脉岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果

分析点号	含量(ppm)			同位素比值						Th/U	年龄 (Ma)						谐和性 (%)
	Pb	Th	U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	
LB7.01	23.0	416.6	557.9	0.05132	0.00176	0.25262	0.00886	0.03589	0.00046	0.75	253.8	79.6	228.7	7.2	227.3	2.9	99
LB7.02	39.1	688.0	956.4	0.05064	0.00141	0.24934	0.00735	0.03564	0.00045	0.72	233.4	60.2	226.0	6.0	225.8	2.8	99
LB7.03	24.6	381.3	630.5	0.05109	0.00165	0.24402	0.00758	0.03485	0.00048	0.60	255.6	74.1	221.7	6.2	220.8	3.0	99
LB7.04	30.4	485.2	767.6	0.05280	0.00243	0.25317	0.00852	0.03548	0.00049	0.63	320.4	103.7	229.1	6.9	224.7	3.0	98
LB7.05	37.7	784.5	871.4	0.05147	0.00138	0.25728	0.00714	0.03624	0.00041	0.90	261.2	63.0	232.5	5.8	229.5	2.5	98
LB7.06	29.7	578.0	739.4	0.05404	0.00353	0.26517	0.02067	0.03503	0.00047	0.78	372.3	152.8	238.8	16.6	221.9	2.9	92
LB7.07	23.5	437.8	589.7	0.05267	0.00221	0.25240	0.00966	0.03520	0.00039	0.74	322.3	94.4	228.5	7.8	223.0	2.4	97
LB7.08	28.3	510.4	688.0	0.05246	0.00171	0.26114	0.00800	0.03608	0.00033	0.74	305.6	80.5	235.6	6.4	228.5	2.1	96
LB7.09	25.9	525.7	635.5	0.05253	0.00363	0.25101	0.01504	0.03512	0.00059	0.83	309.3	157.4	227.4	12.2	222.5	3.7	97
LB7.10	29.6	625.4	744.4	0.05250	0.00259	0.25885	0.01540	0.03532	0.00037	0.84	305.6	112.9	233.7	12.4	223.8	2.3	95
LB7.11	22.5	543.9	499.8	0.05292	0.00201	0.25743	0.00955	0.03536	0.00042	1.09	324.1	87.0	232.6	7.7	224.0	2.6	96
LB7.12	18.7	384.7	438.9	0.05151	0.00240	0.24958	0.01156	0.03531	0.00039	0.88	264.9	107.4	226.2	9.4	223.7	2.4	98
LB7.13	38.4	499.1	973.3	0.05177	0.00252	0.24922	0.01158	0.03485	0.00073	0.51	276.0	108.3	225.9	9.4	220.8	4.6	97
LB7.14	29.0	520.4	726.2	0.05141	0.00151	0.24341	0.00665	0.03462	0.00034	0.72	261.2	66.7	221.2	5.4	219.4	2.1	99
LB7.15	34.0	733.2	803.6	0.05214	0.00147	0.25161	0.00716	0.03506	0.00035	0.91	300.1	60.2	227.9	5.8	222.1	2.2	97
LB7.16	35.0	743.7	832.6	0.05125	0.00163	0.24756	0.00819	0.03489	0.00042	0.89	253.8	74.1	224.6	6.7	221.1	2.6	98
LB7.17	30.9	570.0	751.5	0.05092	0.00254	0.24357	0.01205	0.03490	0.00056	0.76	239.0	116.7	221.3	9.8	221.1	3.5	99
LB7.18	26.3	460.6	606.7	0.05139	0.00281	0.25780	0.01453	0.03622	0.00053	0.76	257.5	130.5	232.9	11.7	229.4	3.3	98
LB7.19	28.5	527.5	668.5	0.05218	0.00221	0.25791	0.01195	0.03572	0.00054	0.79	300.1	96.3	233.0	9.6	226.3	3.3	97
LB7.20	24.3	401.7	608.6	0.05246	0.00187	0.25384	0.00954	0.03521	0.00054	0.66	305.6	81.5	229.7	7.7	223.1	3.4	97
LB7.21	28.4	456.1	686.4	0.05294	0.00211	0.26356	0.01066	0.03621	0.00054	0.66	327.8	90.7	237.5	8.6	229.3	3.4	96
LB7.22	36.6	731.9	865.3	0.05307	0.00229	0.25917	0.01069	0.03571	0.00065	0.85	331.5	98.1	234.0	8.6	226.2	4.0	96

LB7.23	27.7	516.5	667.1	0.05139	0.00348	0.24606	0.01488	0.03507	0.00061	0.77	257.5	155.5	223.4	12.1	222.2	3.8	99
LB7.24	31.7	580.7	739.6	0.05286	0.00305	0.26185	0.01643	0.03588	0.00081	0.79	324.1	131.5	236.2	13.2	227.2	5.1	96
LB21.01	51.4	1091.5	1213.9	0.05455	0.00170	0.26103	0.00798	0.03474	0.00042	0.90	394.5	68.5	235.5	6.4	220.2	2.6	93
LB21.02	38.6	741.9	940.0	0.05177	0.00123	0.24941	0.00622	0.03490	0.00034	0.79	276.0	53.7	226.1	5.1	221.1	2.1	97
LB21.03	63.7	1980.2	1317.1	0.05490	0.00153	0.26582	0.00770	0.03500	0.00032	1.50	409.3	65.7	239.3	6.2	221.8	2.0	92
LB21.04	36.4	717.6	875.9	0.05201	0.00178	0.24953	0.00860	0.03476	0.00032	0.82	287.1	77.8	226.2	7.0	220.2	2.0	97
LB21.05	37.1	697.7	888.9	0.05158	0.00129	0.25144	0.00588	0.03556	0.00039	0.78	264.9	57.4	227.7	4.8	225.2	2.4	98
LB21.06	45.8	1012.6	1102.5	0.05132	0.00118	0.24962	0.00609	0.03520	0.00031	0.92	253.8	47.2	226.3	4.9	223.0	1.9	98
LB21.07	47.9	1068.8	1144.2	0.05139	0.00121	0.24754	0.00626	0.03485	0.00036	0.93	257.5	55.5	224.6	5.1	220.9	2.2	98
LB21.08	39.6	1002.6	926.2	0.05068	0.00152	0.24308	0.00757	0.03482	0.00043	1.08	233.4	70.4	220.9	6.2	220.6	2.7	99
LB21.09	45.6	947.2	1098.2	0.05413	0.00147	0.25702	0.00665	0.03448	0.00041	0.86	376.0	56.5	232.3	5.4	218.6	2.5	93
LB21.10	32.5	600.0	815.4	0.05085	0.00172	0.24073	0.00791	0.03442	0.00039	0.74	235.3	77.8	219.0	6.5	218.2	2.4	99
LB21.11	52.6	1062.6	1174.5	0.05443	0.00334	0.27194	0.01651	0.03626	0.00097	0.90	387.1	132.4	244.2	13.2	229.6	6.0	93
LB21.12	67.2	1681.9	1464.9	0.05236	0.00162	0.25829	0.00777	0.03589	0.00052	1.15	301.9	70.4	233.3	6.3	227.3	3.2	97
LB21.13	28.9	520.8	693.8	0.05321	0.00161	0.26104	0.00924	0.03533	0.00042	0.75	338.9	36.1	235.5	7.4	223.8	2.6	94
LB21.14	35.7	660.4	870.7	0.05313	0.00246	0.25170	0.01137	0.03442	0.00062	0.76	344.5	100.9	228.0	9.2	218.2	3.9	95
LB21.15	35.1	662.4	862.5	0.05103	0.00145	0.24146	0.00640	0.03464	0.00046	0.77	242.7	64.8	219.6	5.2	219.5	2.8	99
LB21.16	35.2	630.5	861.9	0.05184	0.00161	0.24731	0.00767	0.03477	0.00041	0.73	279.7	72.2	224.4	6.2	220.3	2.6	98
LB21.17	22.5	476.4	544.4	0.05069	0.00169	0.24315	0.00858	0.03483	0.00044	0.88	233.4	77.8	221.0	7.0	220.7	2.7	99
LB14.01	26.6	288.9	447.0	0.05127	0.00199	0.24386	0.00927	0.03466	0.00042	0.65	253.8	88.9	221.6	7.6	219.6	2.6	99
LB14.02	33.7	365.6	531.9	0.05228	0.00360	0.25207	0.01731	0.03500	0.00066	0.69	298.2	162.0	228.3	14.0	221.7	4.1	97
LB14.03	26.5	296.2	435.9	0.05324	0.00181	0.26163	0.00910	0.03572	0.00052	0.68	338.9	75.9	236.0	7.3	226.2	3.3	95
LB14.04	38.7	520.4	578.4	0.05211	0.00209	0.25135	0.01077	0.03491	0.00058	0.90	300.1	97.2	227.7	8.7	221.2	3.6	97
LB14.05	30.9	367.4	473.5	0.05214	0.00181	0.25498	0.00924	0.03565	0.00055	0.78	300.1	79.6	230.6	7.5	225.8	3.4	97
LB14.06	41.8	545.2	632.7	0.05210	0.00390	0.24777	0.01741	0.03450	0.00071	0.86	300.1	172.2	224.8	14.2	218.6	4.4	97
LB14.07	28.2	330.0	451.8	0.05112	0.00214	0.25119	0.01063	0.03567	0.00042	0.73	255.6	96.3	227.5	8.6	226.0	2.6	99

LB14.08	38.5	521.9	568.2	0.05154	0.00218	0.25077	0.01098	0.03516	0.00046	0.92	264.9	100.9	227.2	8.9	222.8	2.9	98
LB14.09	36.2	474.8	550.3	0.05131	0.00173	0.25478	0.00880	0.03593	0.00039	0.86	253.8	77.8	230.5	7.1	227.5	2.4	98
LB14.10	25.8	320.4	418.6	0.05080	0.00266	0.24757	0.01338	0.03528	0.00045	0.77	231.6	120.4	224.6	10.9	223.5	2.8	99
LB14.11	35.0	490.2	567.9	0.05158	0.00313	0.24495	0.01263	0.03461	0.00062	0.86	333.4	173.1	222.5	10.3	219.4	3.9	98
LB14.12	35.7	519.9	536.0	0.05176	0.00215	0.24745	0.01017	0.03463	0.00034	0.97	276.0	96.3	224.5	8.3	219.5	2.1	97
LB14.13	19.2	232.9	333.7	0.05179	0.00405	0.25070	0.01965	0.03525	0.00054	0.70	276.0	184.2	227.1	16.0	223.3	3.4	98
LB14.14	25.6	315.1	424.3	0.05293	0.00403	0.25428	0.02160	0.03471	0.00072	0.74	324.1	178.7	230.0	17.5	219.9	4.5	95
LB14.15	45.3	642.3	690.2	0.05282	0.00210	0.25167	0.00961	0.03468	0.00039	0.93	320.4	90.7	227.9	7.8	219.8	2.4	96
LB14.16	25.7	307.0	438.8	0.05231	0.00189	0.24721	0.00910	0.03445	0.00048	0.70	298.2	88.0	224.3	7.4	218.3	3.0	97
LB14.17	31.2	417.6	481.3	0.05223	0.00205	0.24933	0.01023	0.03464	0.00043	0.87	294.5	86.1	226.0	8.3	219.5	2.7	97
LB14.18	20.0	217.7	354.3	0.04996	0.00354	0.24222	0.01807	0.03490	0.00059	0.61	194.5	164.8	220.2	14.8	221.2	3.7	99
LB14.19	28.5	370.4	430.2	0.05098	0.00336	0.24318	0.01538	0.03489	0.00061	0.86	239.0	151.8	221.0	12.6	221.1	3.8	99
LB14.20	32.2	376.6	541.2	0.05084	0.00241	0.24534	0.01177	0.03507	0.00052	0.70	235.3	109.2	222.8	9.6	222.2	3.2	99
LB14.21	28.0	334.7	463.7	0.04852	0.00282	0.23688	0.01464	0.03520	0.00066	0.72	124.2	133.3	215.9	12.0	223.0	4.1	96
LB14.22	24.9	280.3	411.0	0.05062	0.00193	0.24043	0.00894	0.03487	0.00044	0.68	233.4	88.9	218.8	7.3	220.9	2.7	99
LB14.23	33.0	397.5	528.5	0.05238	0.00196	0.24735	0.00864	0.03473	0.00039	0.75	301.9	87.0	224.4	7.0	220.1	2.4	98
LB14.24	28.4	325.2	449.1	0.05082	0.00174	0.24442	0.00845	0.03518	0.00042	0.72	231.6	79.6	222.0	6.9	222.9	2.6	99
LB14.25	48.0	620.0	702.1	0.05145	0.00161	0.24642	0.00797	0.03476	0.00038	0.88	261.2	72.2	223.7	6.5	220.3	2.4	98

表 3-2 白云矿床黄铁矿 Re-Os 同位素测定结果

样品号	重量/g	Re/ng.g ⁻¹		Os/ng.g ⁻¹		¹⁸⁷ Os/ng.g ⁻¹		¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os		¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	
		测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度
LB-36	0.70098	6.204	0.046	0.003496	0.000027	0.01715	0.00013	8652	88	38.51	0.08
LB-40	0.70480	2.619	0.019	0.2312	0.0065	0.08057	0.00176	58.13	0.65	2.726	0.004
LB-55	0.70008	1.770	0.013	0.2269	0.0022	0.09654	0.00087	39.75	0.41	3.324	0.005
LB-58	0.70911	1.725	0.013	0.03683	0.00030	0.02704	0.00021	226.1	2.4	5.648	0.009
LB-59	0.70918	2.643	0.020	0.03468	0.00026	0.02265	0.00017	369.1	3.7	5.034	0.008
LB-36-1	0.70230	2.601	0.019	0.02500	0.00019	0.02170	0.00016	507.0	5.1	6.758	0.010
LB-40-1	0.70499	1.797	0.013	0.01717	0.00013	0.01409	0.00011	504.1	5.1	6.274	0.009
LB-55-1	0.70417	2.240	0.017	0.01608	0.00012	0.01999	0.00015	671.5	6.8	9.519	0.015
LB-58-1	0.70305	2.126	0.016	0.01751	0.00013	0.02040	0.00015	582.9	5.9	8.862	0.014
LB-59-1	0.70437	2.449	0.018	0.01830	0.00014	0.02011	0.00015	643.4	6.5	8.375	0.015
LB-62	0.70251	24.80	0.19	0.01105	0.00009	0.05182	0.00039	10837	112	36.01	0.10

第四章 岩石地球化学

4.1 测试方法

岩石主量、微量和稀土元素分析测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成, 仪器型号为 Finnigan MAT 制造 HR-ICP-MS (Element I), 测试方法和依据参照 DZ/T0223-2001 电感耦合等离子体质谱 (ICP-MS) 方法通则, 实验过程中温度为 20℃, 相对湿度 30%。

锆石完成 U-Pb 定年后, 在原位用 LA-MC-ICP-MS 进行 Lu-Hf 同位素分析, 测试工作在中国地质科学院地质研究所大陆构造与动力学国家重点实验室完成。实验过程中采用 He 作为剥蚀物质载气, 剥蚀直径为 55 μm , 测定时使用锆石国际标样 GJ1 作为参考物质, 分析点与 U-Pb 定年分析点为同一位置。分析过程中锆石标准 GJ1 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 测试加权平均值为 0.282008 ± 0.000025 (2σ , $n=26$)。相关仪器运行条件及详细分析流程见侯可军等 (2007)。

4.2 测试结果

4.2.1 主量、微量及稀土元素

二长斑岩的 SiO_2 和 Al_2O_3 含量分别为 66.65% ~ 67.21%、14.70% ~ 15.08%。 K_2O 、 Na_2O 及全碱 ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) 含量分别为 4.82% ~ 5.20%、3.99% ~ 4.20% 及 8.94% ~ 9.38%。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 介于 1.17 ~ 1.25。 MgO 、 CaO 和 FeO^{T} 含量分别为 1.33% ~ 1.38%、1.63% ~ 1.75% 及 4.12% ~ 4.36%。铝指数 A/CNK 为 0.96 ~ 1.01。稀土元素总量介于 351.98×10^{-6} ~ 363.43×10^{-6} 之间, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 65.88 ~ 83.58, 呈现轻稀土元素富集的右倾特征, δEu 值为 0.80 ~ 0.83, 显示负异常 (表 4-1)。同时富集 Ba、U、K、La、Zr、Hf、Sm、Y 等元素, 亏损 Ta、Nb、P、Ti 等元素 (图 4-1a、b)。

石英斑岩的 SiO_2 和 Al_2O_3 含量分别为 74.11% ~ 75.31%、13.80% ~ 14.00%。 K_2O 、 Na_2O 及全碱 ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) 含量分别为 4.11% ~ 4.80%、2.57% ~ 2.80% 及 6.81% ~ 7.60%。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 介于 1.52 ~ 1.74。 MgO 、 CaO 和 FeO^{T} 含量分别为 0.17% ~ 0.20%、0.66% ~ 1.07% 及 0.98% ~ 1.13%。铝指数 A/CNK 为 1.18 ~ 1.37。稀土元素总量介于 25.67×10^{-6} ~ 31.27×10^{-6} 之间, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 3.70 ~ 5.26, 呈现轻稀土元素富集的右倾特征, δEu 值为 0.62 ~ 0.79, 显示负异常 (表 4-1)。同时富集 Th、K、Nb、Zr、Hf、Y 等元素, 亏损 Ba、Ta、La、P、Ti 等元素

(图 4-1c、d)。

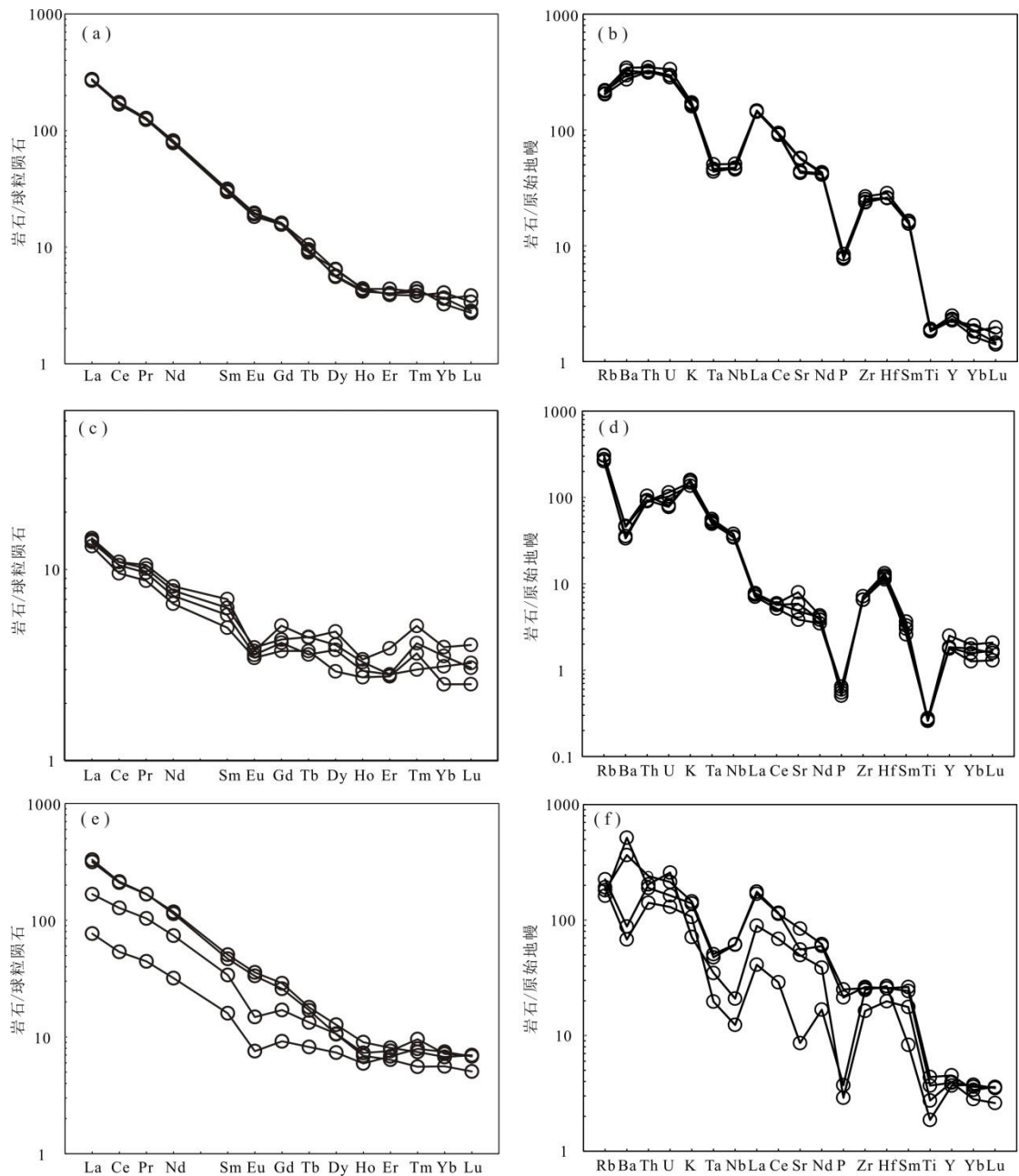


图 4-1 白云矿床中酸性脉岩稀土元素配分曲线和微量元素蛛网图（标准化数值分别采用 Boynton, 1984; Taylor et al., 1985）

闪长玢岩的 SiO_2 和 Al_2O_3 含量分别为 52.74% ~ 65.54%、10.20% ~ 18.50%。 K_2O 、 Na_2O 及全碱 ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) 含量分别为 2.15% ~ 4.37%、1.53% ~ 3.87% 及 4.74% ~ 8.24%。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 介于 0.85 ~ 2.10。 MgO 、 CaO 和 FeO^T 含量分别为 1.34% ~ 9.02%、3.46% ~ 9.90% 及 4.46% ~ 11.76%。铝指数 A/CNK 为 0.42 ~ 1.45。稀土元素总量介于 123.32×10^{-6} ~ 460.48×10^{-6} 之间， $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 10.28 ~ 58.69，呈现轻稀土元素富集的右倾特征， δEu 值为 0.58 ~ 0.92，显示负

异常（表 4-1）。同时富集 La、Nd、Sm、Y 等元素，亏损 Ta、Nb、P、Ti 等元素（图 4-1e、f）。

4.2.2 锆石原位 Hf 同位素

白云矿床中酸性脉岩的锆石原位 Hf 同位素数据见表 4-2

二长斑岩 24 颗锆石的 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值范围分别为 0.023468 ~ 0.061530、0.000400 ~ 0.001099。锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -14.3 ~ -8.5，平均值为 -11.4（图 4-2）。 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值介于 -0.99 ~ -0.97 之间，明显小于镁铁质地壳的 $f_{\text{Lu/Hf}}$ （-0.34，Amelin et al., 2000）和硅铝质地壳的 $f_{\text{Lu/Hf}}$ （-0.72，Vervoort et al., 1996），故二阶段模式年龄更能反映其源区物质从亏损地幔被抽取的时间（第五春荣等, 2007），二长斑岩锆石 Hf 同位素二阶段模式年龄 t_{DM2} 为 1795 ~ 2171 Ma，平均值为 1980 Ma。石英斑岩 10 颗锆石的 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值范围分别为 0.046122 ~ 0.093094、0.000707 ~ 0.001513。锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -12.3 ~ -7.2，平均值为 -9.6（图 4-2）。 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值介于 -0.98 ~ -0.95 之间，锆石 Hf 同位素二阶段模式年龄 t_{DM2} 为 1714 ~ 2033 Ma，平均值为 1868 Ma。闪长玢岩 24 颗锆石的 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值范围分别为 0.021554 ~ 0.074363、0.000372 ~ 0.001219。锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -15.1 ~ -4.2，平均值为 -10.8（图 4-2）。 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 值介于 -0.99 ~ -0.96 之间，锆石 Hf 同位素二阶段模式年龄 t_{DM2} 为 1521 ~ 2209 Ma，平均值为 1935 Ma。

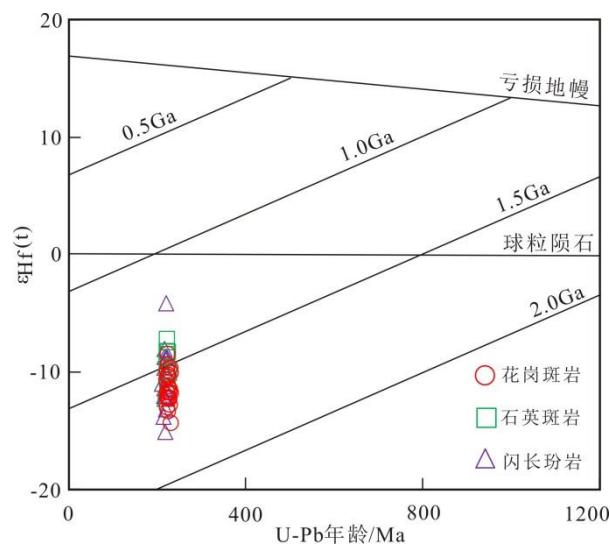


图 4-2 白云矿床中酸性脉岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs U-Pb 年龄图解

4.3 岩浆源区及构造背景

华北克拉通北缘三叠纪的成岩成矿作用与华北板块和西伯利亚板块之间的构造演化密切相关，对应了二者之间的挤压碰撞及碰撞后的伸展构造作用（曾庆栋等，2012）。西伯利

亚板块与华北板块的碰撞开始于中—晚二叠世 (Dobretsov et al., 1995; Windley et al., 2002; Xiao et al., 2003; Wu et al., 2007), 并可能持续到中三叠世 (Xiao et al., 2009)。中二叠世古动物群的混生, 标志着该碰撞造山过程的开始; 早—中三叠世磨拉石沉积的发育和中三叠世岩浆活动的发生, 表明华北克拉通北缘碰撞造山作用的发生和碰撞过程的结束 (Davis et al., 2004; 刘伟等, 2003; 2007; 李锦轶等, 2007)。晚三叠世 S 型花岗岩、闪长岩侵入于缝合带中 (Chen et al., 2000), 其中花岗岩属于弱铝—准铝质花岗岩, 显示地壳熔融花岗岩的地球化学特征 (Xiao et al., 2003; Chen et al., 2009), 闪长岩的全岩 Rb—Sr 年龄介于 218 ~ 234Ma, 形成于伸展构造背景 (牟保磊和阎国翰, 1992; 韩庆军等, 2000; 徐贵忠等, 2001; 邵济安等, 1997, 2000, 2007; 曾庆栋等, 2012)。晚三叠世 A 型花岗岩也广泛发育在华北板块北部的缝合带内 (孙德有等, 2005)。同时在晚三叠世发育大量与伸展作用有关的变质核杂岩构造等 (张晓晖等, 2002; 徐刚等, 2003; 赵越等, 2010; 曾庆栋等, 2012)。Wu et al. (2002, 2004) 认为兴蒙造山带南缘在晚三叠世处于造山后的拉张环境, 该期岩浆活动在兴蒙造山带南缘呈近东西向展布。Xu et al. (2009) 通过对延边地区、张广才岭地区晚三叠世 (~210Ma) I 型花岗岩、A 型花岗岩和流纹岩的研究, 认为 ~210Ma 左右华北克拉通北缘东段处于伸展背景, 岩石圈减薄作用已经开始。刘锦等 (2016) 研究认为华北克拉通北缘东段的挤压碰撞作用一直持续到晚三叠世, 而造山阶段向造山后阶段构造转换发生于晚三叠世—早侏罗世期间, 这一期间华北克拉通北缘东段发生岩石圈减薄或破坏作用。综上所述, 华北克拉通北缘在晚三叠世处于碰撞后伸展构造环境。

白云金矿位于华北克拉通北缘东部, 矿区脉岩形成年龄为 221.4 ~ 224.2Ma, 与华北克拉通北缘晚三叠世碰撞后伸展构造时间一致。四类岩石的 FeO^T 、CaO、MgO、 TiO_2 、MnO、 P_2O_5 、含量随着 SiO_2 含量的递增表现出明显的线性变化趋势 (图 4-3), 进一步表明青城子地区晚三叠世侵入岩可能为同源同期岩浆在不同演化阶段高程度分离结晶作用的结果。3 种脉岩的二阶段模式年龄 t_{DM2} (1521 ~ 2209 Ma) 与区域上古元古代辽河群及古老结晶基底的年龄相吻合, 锆石的 $\varepsilon_{\text{HF}}(t)$ 值为 -15.1 ~ -4.2, 表明岩石主要来源于古老地壳源区, 可能形成于伸展背景下地壳减压熔融过程。在区域伸展作用下, 软流圈地幔上涌导致下地壳发生重熔作用。强烈的壳—幔物质交换作用和高热流场的形成引发了巨量成矿流体的形成、迁移和富集, 而大规模的超壳断裂为成矿流体的运移提供了通道, 韧性剪切带及其派生的次级断裂为矿体的定位提供了空间, 在有利的构造部位富集成矿。

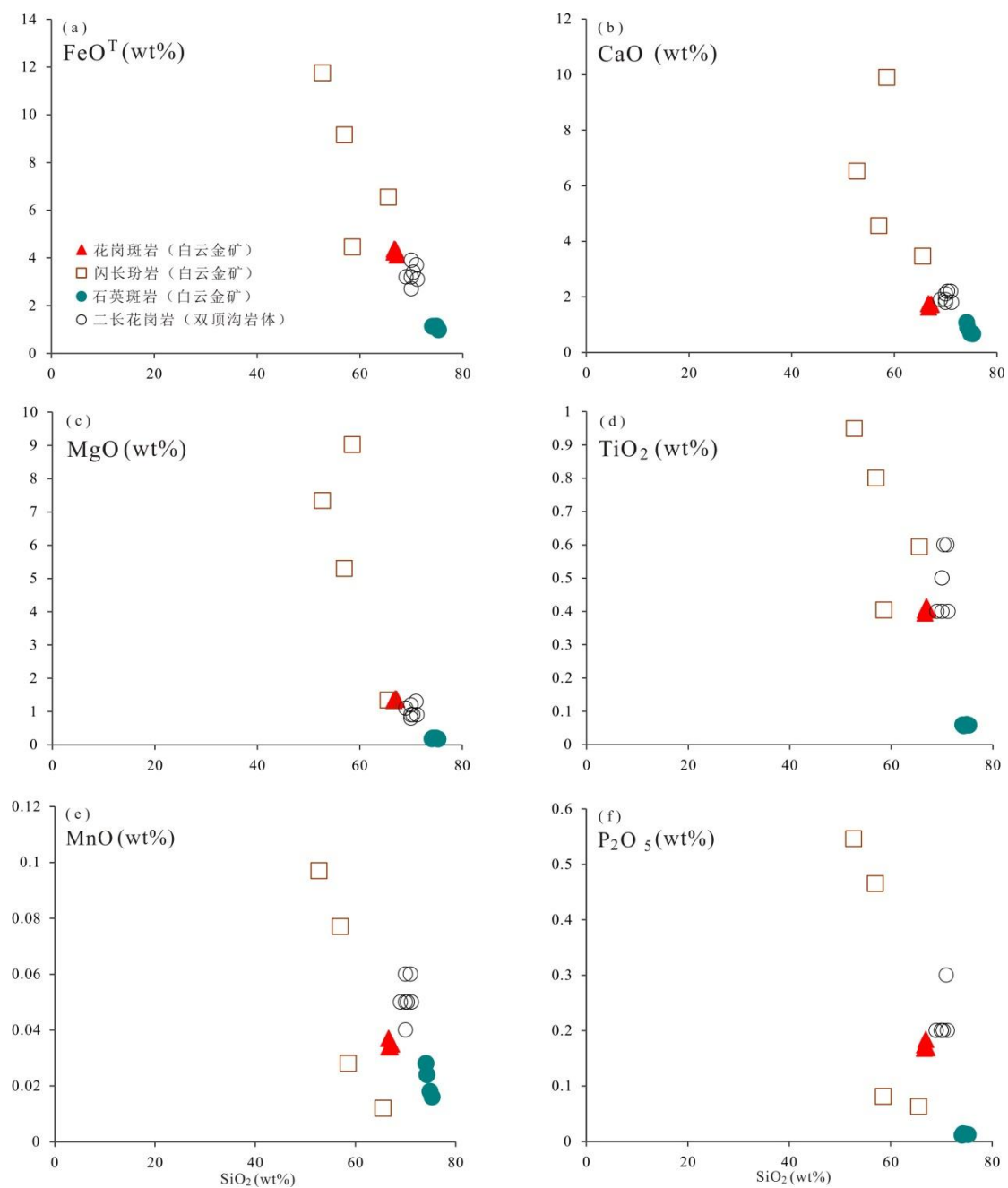


图 4-3 侵入岩 SiO_2 —氧化物变异图

表 4-1 白云矿床各类脉岩主量元素（%）、微量及稀土元素（10⁻⁶）分析结果

岩性	二长斑岩	二长斑岩	二长斑岩	二长斑岩	石英斑岩	石英斑岩	石英斑岩	石英斑岩	闪长玢岩	闪长玢岩	闪长玢岩	闪长玢岩
编号	LB-1	LB-2	LB-4	LB-5	LB-15	LB-16	LB-19	LB-20	LB-9	LB-10	LB-11	LB-12
SiO ₂	66.95	66.65	66.69	67.21	74.9	74.29	75.31	74.11	52.74	58.57	57.01	65.54
Al ₂ O ₃	14.97	14.70	15.08	15.03	14.00	14.00	13.90	13.80	14.00	10.20	14.50	18.50
FeO ^T	4.34	4.25	4.36	4.12	1.13	1.13	0.98	1.12	11.76	4.46	9.16	6.54
CaO	1.72	1.75	1.63	1.73	0.68	0.90	0.66	1.07	6.52	9.90	4.56	3.46
MgO	1.38	1.34	1.33	1.37	0.20	0.20	0.17	0.18	7.34	9.02	5.30	1.34
K ₂ O	5.09	4.82	4.99	5.20	4.48	4.70	4.11	4.80	4.19	3.21	4.37	2.15
Na ₂ O	4.20	4.12	3.99	4.18	2.57	2.80	2.70	2.80	2.46	1.53	3.87	2.52
MnO	0.034	0.037	0.034	0.035	0.018	0.0	0.016	0.028	0.097	0.028	0.077	0.012
TiO ₂	0.41	0.40	0.40	0.41	0.06	0.10	0.058	0.059	0.949	0.40	0.80	0.59
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.17	0.17	0.013	0.00	0.012	0.011	0.55	0.081	0.47	0.063
Fe ₂ O ₃	2.42	2.50	2.45	2.41	0.72	0.70	0.66	0.65	6.99	3.11	5.33	3.86
FeO	2.16	2.00	2.16	1.95	0.49	0.50	0.38	0.54	5.47	1.66	4.36	3.07
LOI	1.36	2.21	1.98	0.95	2.14	2.08	2.14	2.22	0.36	2.64	0.40	0.66
Total	100.88	100.69	100.91	100.64	100.21	100.25	100.10	100.29	101.66	100.36	101.07	101.77
K ₂ O/Na ₂ O	1.21	1.17	1.25	1.24	1.74	1.69	1.52	1.71	1.70	2.10	1.13	0.85
K ₂ O+Na ₂ O	9.29	8.94	8.98	9.38	7.05	7.50	6.81	7.60	6.65	4.74	8.24	4.67

A/CNK	0.96	0.97	1.01	0.96	1.35	1.24	1.37	1.18	0.68	0.42	0.75	1.45
Mg [#]	38.89	38.68	37.87	39.96	25.98	26.03	25.83	23.91	55.53	80.19	53.66	29.06
Li	11.90	11.50	8.74	13.80	6.41	7.20	8.86	8.66	44.60	61.70	19.00	81.70
Be	5.15	4.24	4.56	5.09	1.70	1.80	3.60	2.60	2.70	1.20	3.20	3.20
Sc	4.74	4.55	4.57	4.48	1.56	2.20	2.03	2.21	20.30	8.16	12.00	20.70
V	29.70	29.20	24.10	26.10	2.41	2.70	2.14	4.31	107.00	50.60	72.00	84.60
Cr	45.10	41.80	44.00	41.90	1.15	5.30	1.84	1.74	395.00	48.20	210.00	66.60
Co	5.67	5.32	5.16	5.78	0.087	0.10	0.091	0.071	33.90	10.30	23.50	16.90
Ni	20.60	20.70	20.80	20.40	0.55	1.80	0.94	0.81	161.00	27.90	113.00	39.40
Cu	4.39	2.85	2.96	3.16	0.97	0.80	1.05	0.85	30.20	30.60	38.60	27.80
Zn	43.80	44.50	42.20	46.10	16.40	17.30	28.20	18.40	81.80	63.50	70.20	50.60
Ga	22.20	20.60	21.70	22.80	20.90	22.20	21.20	21.50	19.60	12.70	20.00	25.30
Rb	131.00	129.00	137.00	140.00	176.00	196.00	167.00	194.00	103.00	122.00	115.00	143.00
Sr	1190.00	899.00	928.00	1208.00	81.00	124.00	102.00	168.00	1777.00	182.00	1172.00	1049.00
Y	10.30	10.30	10.60	11.30	8.10	8.24	8.39	11.40	20.60	16.80	17.80	18.00
Zr	283.00	265.00	269.00	298.00	73.10	73.00	73.40	80.30	288.00	278.00	295.00	183.00
Nb	33.30	32.50	33.60	36.30	25.10	24.90	24.50	26.90	43.60	8.83	44.00	14.90
In	0.021	0.021	0.032	0.032	0.002	0.005	0.009	0.00	0.072	0.033	0.05	0.056
Sb	0.057	0.032	0.052	0.081	0.015	0.075	0.044	0.1	0.047	0.251	0.068	0.057
Cs	1.23	1.35	1.57	1.37	5.03	4.96	6.09	4.50	2.13	3.52	1.57	7.43
Ba	2282.00	1910.00	2075.00	2407.00	235.00	319.00	249.00	327.00	3603.00	475.00	2553.00	615.00
La	98.70	99.80	101.00	101.00	4.87	5.13	5.24	5.40	116.00	28.20	121.00	61.40
Ce	162.00	161.00	164.00	167.00	9.17	10.10	10.50	10.50	201.00	51.30	205.00	122.00
Pr	17.00	17.10	17.10	17.50	1.20	1.32	1.39	1.50	22.90	6.09	23.00	14.20
Nd	56.80	55.70	56.90	58.30	4.72	5.19	5.53	5.80	83.90	22.70	80.90	52.50
Sm	7.24	6.88	7.15	7.28	1.15	1.34	1.46	1.6	11.70	3.69	10.80	7.84

Eu	1.67	1.59	1.70	1.71	0.30	0.31	0.34	0.33	3.11	0.66	2.9	1.29
Gd	4.88	4.79	4.89	4.94	1.15	1.27	1.32	1.56	8.83	2.81	7.92	5.21
Tb	0.52	0.54	0.55	0.61	0.22	0.21	0.26	0.26	1.04	0.48	0.98	0.77
Dy	2.47	2.16	2.12	2.44	1.12	1.45	1.54	1.81	4.85	2.8	4.02	4.06
Ho	0.38	0.36	0.36	0.37	0.23	0.25	0.28	0.29	0.77	0.51	0.59	0.62
Er	0.97	0.99	1.00	1.09	0.69	0.71	0.71	0.97	2.01	1.7	1.59	1.89
Tm	0.14	0.16	0.15	0.15	0.13	0.11	0.15	0.18	0.27	0.28	0.20	0.34
Yb	1.01	0.81	0.91	0.90	0.62	0.78	0.88	0.98	1.67	1.85	1.39	1.78
Lu	0.13	0.10	0.11	0.15	0.096	0.12	0.12	0.15	0.27	0.26	0.19	0.27
Hf	7.97	8.02	8.04	8.79	3.84	3.48	3.66	4.09	7.95	8.28	7.95	6.13
Ta	1.79	1.88	1.89	2.07	2.03	2.19	2.1	2.3	1.95	0.807	2.08	1.43
W	1.76	2.36	2.10	1.91	1.78	1.40	1.12	0.91	1.19	0.88	2.27	2.18
Tl	0.80	0.84	0.84	0.86	0.10	1.12	0.97	1.14	0.60	0.74	0.84	0.79
Pb	36.30	39.20	40.60	42.50	21.30	33.00	24.80	38.90	23.60	12.20	29.80	21.00
Bi	0.042	0.026	0.032	0.042	0.033	0.01	0.027	0.02	0.13	0.19	0.12	0.17
Th	26.60	27.10	27.60	29.50	7.69	7.89	7.72	8.87	16.10	12.00	20.40	17.30
U	6.23	5.98	6.25	7.04	2.40	1.63	2.16	1.70	3.43	2.73	4.49	5.41
Mo	0.19	0.18	0.18	0.33	0.17	0.33	0.17	0.20	1.45	2.07	1.02	0.91
Cd	0.30	0.18	0.22	0.25	0.13	0.17	0.12	0.20	0.49	0.48	0.28	0.19
Re	0.006	0.011	<0.002	0.004	0.006	0.003	0.002	0.007	0.006	0.022	0.007	0.007
ΣREE	353.90	351.98	357.93	363.43	25.67	28.28	29.71	31.27	458.31	123.32	460.48	274.17
δEu	0.81	0.80	0.83	0.82	0.79	0.72	0.74	0.62	0.90	0.60	0.92	0.58
La/Yb	97.72	123.98	110.99	112.47	7.80	6.62	5.97	5.49	69.46	15.24	87.05	34.49
(La/Yb) _N	65.88	83.58	74.83	75.83	5.26	4.46	4.03	3.70	46.83	10.28	58.69	23.26

表 4-2 白云矿床中酸性脉岩 LA-ICP-MS 锆石 Hf 同位素数据

测点号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	年龄/Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
二长斑岩													
LB7.01	0.042953	0.000846	0.000728	0.000012	0.282272	0.000027	227.3	0.282269	-17.7	-12.8	1372	2071	-0.98
LB7.02	0.050401	0.000772	0.000866	0.000012	0.282304	0.000025	225.8	0.282300	-16.6	-11.7	1334	2003	-0.97
LB7.03	0.023468	0.000151	0.000400	0.000002	0.282268	0.000025	220.8	0.282266	-17.8	-13.0	1367	2081	-0.99
LB7.04	0.035240	0.000475	0.000606	0.000007	0.282291	0.000025	224.7	0.282288	-17.0	-12.2	1343	2030	-0.98
LB7.05	0.040634	0.000924	0.000650	0.000013	0.282299	0.000022	229.5	0.282296	-16.7	-11.8	1333	2010	-0.98
LB7.06	0.029896	0.000819	0.000482	0.000012	0.282343	0.000022	221.9	0.282341	-15.2	-10.4	1266	1915	-0.99
LB7.07	0.044049	0.000474	0.000711	0.000009	0.282259	0.000022	223	0.282256	-18.1	-13.3	1390	2103	-0.98
LB7.08	0.037061	0.000639	0.000590	0.000011	0.282360	0.000024	228.5	0.282357	-14.6	-9.6	1247	1874	-0.98
LB7.09	0.046603	0.000645	0.000742	0.000008	0.282342	0.000021	222.5	0.282339	-15.2	-10.4	1276	1918	-0.98
LB7.10	0.033086	0.000836	0.000523	0.000012	0.282288	0.000024	223.8	0.282286	-17.1	-12.3	1343	2036	-0.98
LB7.11	0.045687	0.000844	0.000727	0.000011	0.282318	0.000025	224	0.282315	-16.1	-11.2	1309	1971	-0.98
LB7.12	0.053026	0.000292	0.000871	0.000003	0.282346	0.000028	223.7	0.282343	-15.0	-10.2	1274	1909	-0.97
LB7.13	0.046640	0.000657	0.000758	0.000010	0.282306	0.000025	220.8	0.282303	-16.5	-11.7	1327	2000	-0.98
LB7.14	0.039738	0.001356	0.000637	0.000020	0.282336	0.000023	219.4	0.282333	-15.4	-10.7	1281	1933	-0.98
LB7.15	0.061530	0.001553	0.001099	0.000038	0.282398	0.000024	222.1	0.282394	-13.2	-8.5	1209	1795	-0.97
LB7.16	0.035369	0.000485	0.000575	0.000009	0.282293	0.000024	221.1	0.282290	-17.0	-12.2	1339	2028	-0.98
LB7.17	0.045655	0.000853	0.000739	0.000011	0.282358	0.000024	221.1	0.282355	-14.6	-9.9	1253	1882	-0.98
LB7.18	0.043981	0.000101	0.000748	0.000002	0.282227	0.000024	229.4	0.282224	-19.3	-14.3	1436	2171	-0.98
LB7.19	0.027743	0.000508	0.000463	0.000008	0.282301	0.000025	226.3	0.282299	-16.6	-11.7	1323	2004	-0.99
LB7.20	0.046718	0.000604	0.000765	0.000008	0.282370	0.000024	223.1	0.282367	-14.2	-9.4	1238	1855	-0.98
LB7.21	0.047681	0.000694	0.000787	0.000009	0.282348	0.000028	229.3	0.282344	-15.0	-10.1	1270	1901	-0.98
LB7.22	0.036377	0.000396	0.000602	0.000008	0.282286	0.000026	226.2	0.282283	-17.2	-12.3	1349	2040	-0.98
LB7.23	0.047115	0.000427	0.000771	0.000008	0.282305	0.000025	222.2	0.282302	-16.5	-11.7	1329	2002	-0.98

LB7.24	0.034031	0.000313	0.000567	0.000004	0.282309	0.000026	227.2	0.282306	-16.4	-11.5	1317	1988	-0.98
石英斑岩													
LB21.01	0.066880	0.001505	0.000992	0.000017	0.282368	0.000027	220.2	0.282364	-14.3	-9.6	1248	1863	-0.97
LB21.03	0.046122	0.000496	0.000707	0.000006	0.282319	0.000023	221.8	0.282316	-16.0	-11.2	1307	1969	-0.98
LB21.04	0.048388	0.001038	0.000758	0.000014	0.282390	0.000024	220.2	0.282386	-13.5	-8.8	1211	1813	-0.98
LB21.05	0.056890	0.000781	0.000881	0.000011	0.282350	0.000024	225.2	0.282346	-14.9	-10.1	1270	1901	-0.97
LB21.06	0.053609	0.000430	0.000802	0.000005	0.282402	0.000024	223	0.282398	-13.1	-8.3	1195	1785	-0.98
LB21.07	0.058460	0.000763	0.000943	0.000022	0.282338	0.000026	220.9	0.282334	-15.3	-10.6	1288	1930	-0.97
LB21.08	0.093094	0.001003	0.001513	0.000014	0.282437	0.000030	220.6	0.282430	-11.9	-7.2	1168	1714	-0.95
LB21.14	0.053446	0.001087	0.000852	0.000014	0.282292	0.000025	218.2	0.282289	-17.0	-12.3	1349	2033	-0.97
LB21.16	0.074272	0.002474	0.001265	0.000046	0.282407	0.000028	220.3	0.282402	-12.9	-8.2	1203	1779	-0.96
LB21.17	0.046838	0.000843	0.000725	0.000014	0.282355	0.000027	220.7	0.282352	-14.7	-10.0	1257	1889	-0.98
闪长玢岩													
LB14.01	0.031810	0.000302	0.000518	0.000003	0.282251	0.000020	219.6	0.282249	-18.4	-13.8	1394	2125	-0.98
LB14.02	0.035150	0.000202	0.000596	0.000007	0.282312	0.000028	221.7	0.282310	-16.3	-11.6	1313	1988	-0.98
LB14.03	0.029044	0.000101	0.000484	0.000001	0.282295	0.000026	226.2	0.282293	-16.9	-12.1	1332	2023	-0.99
LB14.04	0.033813	0.000167	0.000558	0.000002	0.282361	0.000023	221.2	0.282359	-14.5	-9.8	1243	1876	-0.98
LB14.05	0.049464	0.000638	0.000826	0.000012	0.282387	0.000029	225.8	0.282384	-13.6	-8.9	1216	1818	-0.98
LB14.06	0.036262	0.000807	0.000596	0.000010	0.282309	0.000026	218.6	0.282306	-16.4	-11.7	1317	1997	-0.98
LB14.07	0.021554	0.000156	0.000372	0.000002	0.282331	0.000026	226.0	0.282330	-15.6	-10.9	1278	1944	-0.99
LB14.08	0.030199	0.000134	0.000501	0.000001	0.282318	0.000028	222.8	0.282316	-16.1	-11.4	1301	1974	-0.98
LB14.09	0.030621	0.000322	0.000468	0.000004	0.282265	0.000021	227.5	0.282263	-17.9	-13.2	1373	2090	-0.99
LB14.10	0.074363	0.002159	0.001219	0.000044	0.282522	0.000029	223.5	0.282517	-8.8	-4.2	1038	1521	-0.96
LB14.11	0.040943	0.000494	0.000625	0.000008	0.282333	0.000024	219.4	0.282331	-15.5	-11.0	1285	1945	-0.98
LB14.12	0.031839	0.000179	0.000487	0.000005	0.282367	0.000024	219.5	0.282365	-14.3	-9.6	1233	1864	-0.99
LB14.13	0.028109	0.000139	0.000434	0.000001	0.282292	0.000023	223.3	0.282290	-17.0	-12.3	1335	2031	-0.99

LB14.14	0.040244	0.000749	0.000623	0.000009	0.282397	0.000024	219.9	0.282394	-13.3	-8.5	1196	1796	-0.98
LB14.15	0.033334	0.000376	0.000516	0.000005	0.282212	0.000022	219.8	0.282210	-19.8	-15.1	1448	2209	-0.98
LB14.16	0.032095	0.000182	0.000493	0.000004	0.282300	0.000022	218.3	0.282298	-16.7	-12.0	1325	2014	-0.99
LB14.17	0.033244	0.000244	0.000515	0.000003	0.282336	0.000023	219.5	0.282334	-15.4	-10.8	1276	1935	-0.98
LB14.18	0.028987	0.000076	0.000450	0.000001	0.282347	0.000022	221.2	0.282345	-15.0	-10.2	1260	1906	-0.99
LB14.19	0.028622	0.000121	0.000444	0.000002	0.282300	0.000022	221.1	0.282298	-16.7	-12.0	1325	2015	-0.99
LB14.20	0.035173	0.000798	0.000550	0.000011	0.282315	0.000023	222.2	0.282313	-16.2	-11.4	1310	1979	-0.98
LB14.21	0.032861	0.000112	0.000508	0.000002	0.282393	0.000025	223.0	0.282391	-13.4	-8.7	1197	1806	-0.98
LB14.22	0.030853	0.000355	0.000481	0.000004	0.282298	0.000026	220.9	0.282296	-16.8	-12.1	1328	2018	-0.99
LB14.23	0.033397	0.000334	0.000524	0.000004	0.282391	0.000024	220.1	0.282389	-13.5	-8.7	1201	1808	-0.98
LB14.24	0.032723	0.000246	0.000514	0.000003	0.282412	0.000027	222.9	0.282410	-12.7	-8.1	1172	1764	-0.98

注： $\varepsilon_{\text{Hf}}(0)=10000 \times [({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}}/({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - 1]$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=10000 \times \{[({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}} \times (e^{\lambda t} - 1)]/[({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1\}$.
 $t_{\text{DM}}=1/\lambda \times \ln\{1+[({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}]/[({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}]\}$. $t_{\text{DM}2}=t_{\text{DM}} - (t_{\text{DM}} - t) \times [(f_{\text{cc}} - f_{\text{s}})/(f_{\text{cc}} - f_{\text{DM}})]$. $f_{\text{Lu/Hf}}=({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}}/({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$.
 $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{t}}=({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}} \times (e^{\lambda t} - 1)$. 其中 $\lambda=1.867 \times 10^{-11}/\text{a}$ (Soderlund et al., 2004); $({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}}$ 和 $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{s}}$ 为样品测量值; $({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}=0.0332$, $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0}=0.282772$; $({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}=0.0384$, $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}=0.28325$ (Blichert-Toft et al., 1997; Griffin et al., 2000); $({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{平均地壳}}=0.015$; $f_{\text{cc}}=[({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{平均地壳}}/({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$; $f_{\text{s}}=f_{\text{Lu/Hf}}$; $f_{\text{DM}}=[({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}/({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$

第五章 成矿流体系统

5.1 样品特征及分析方法

研究样品主要采自白云金矿区 2 号脉, 部分样品采自 11-4 号脉, 样品包括成矿早阶段的钾长石-石英 $\pm$ 黄铁矿脉、成矿中阶段的石英-黄铁矿 $\pm$ 黄铜矿脉、成矿晚阶段的石英-碳酸盐脉, 挑选其中代表性样品磨制厚 0.2 mm 左右的双面剖光片, 作详细的包裹体岩相学观察, 然后选择各成矿阶段石英脉内代表性的原生流体包裹体或假次生流体包裹体进行显微测温 and 激光拉曼光谱分析。

流体包裹体显微测温工作在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成, 流体包裹体研究方法参考卢焕章等 (2004)。测试仪器为 Linkam THMS G600 型显微冷热台, 仪器测定温度范围为 $-196 \sim +600^{\circ}\text{C}$, 冰点和均一温度测量精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。测试升温速率一般为 $0.2 \sim 5^{\circ}\text{C}/\text{min}$, 含 CO_2 包裹体在其相转变温度 (如固态 CO_2 和笼合物熔化温度) 附近升温速率降低为 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。对于水溶液包裹体, 根据测得的冰点温度, 利用 Bodnar (1993) 提供的方程, 获得流体的盐度; 对于含 CO_2 包裹体, 根据测得的笼合物熔化温度, 利用 Collins (1979) 所提供的方法, 获得水溶液相的盐度。利用卢焕章等 (2004) 提供的公式获得气液两相包裹体及含 CO_2 包裹体的流体密度。

流体包裹体气相成分的激光拉曼光谱分析在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成, 分析仪器为英国 Renishaw 公司 system 2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪, 激发激光波长 514.5 nm, 激光束斑最小直径 $1 \mu\text{m}$, 扫描范围 $100 \sim 4500 \text{ cm}^{-1}$, 光谱分辨率 $1 \sim 2 \text{ cm}^{-1}$ 。

5.2 流体包裹体类型及组合

根据包裹体在室温下的相态特征、包裹体加热过程中的相变和激光拉曼光谱分析结果, 将其分为 4 个类型。

(1) 富液两相包裹体 (WL 型): 由气相和液相盐水溶液组成, 椭圆形、多边形和不规则形, 大小 $4 \sim 10 \mu\text{m}$, 大部分在 $5 \sim 7 \mu\text{m}$, 气液比为 $5\% \sim 30\%$, 加热时完全均一到液相。该类型包裹体占包裹体总数的 98% 左右, 成群或孤立分布于各成矿阶段的石英中 (图 5-1a, b, f)。

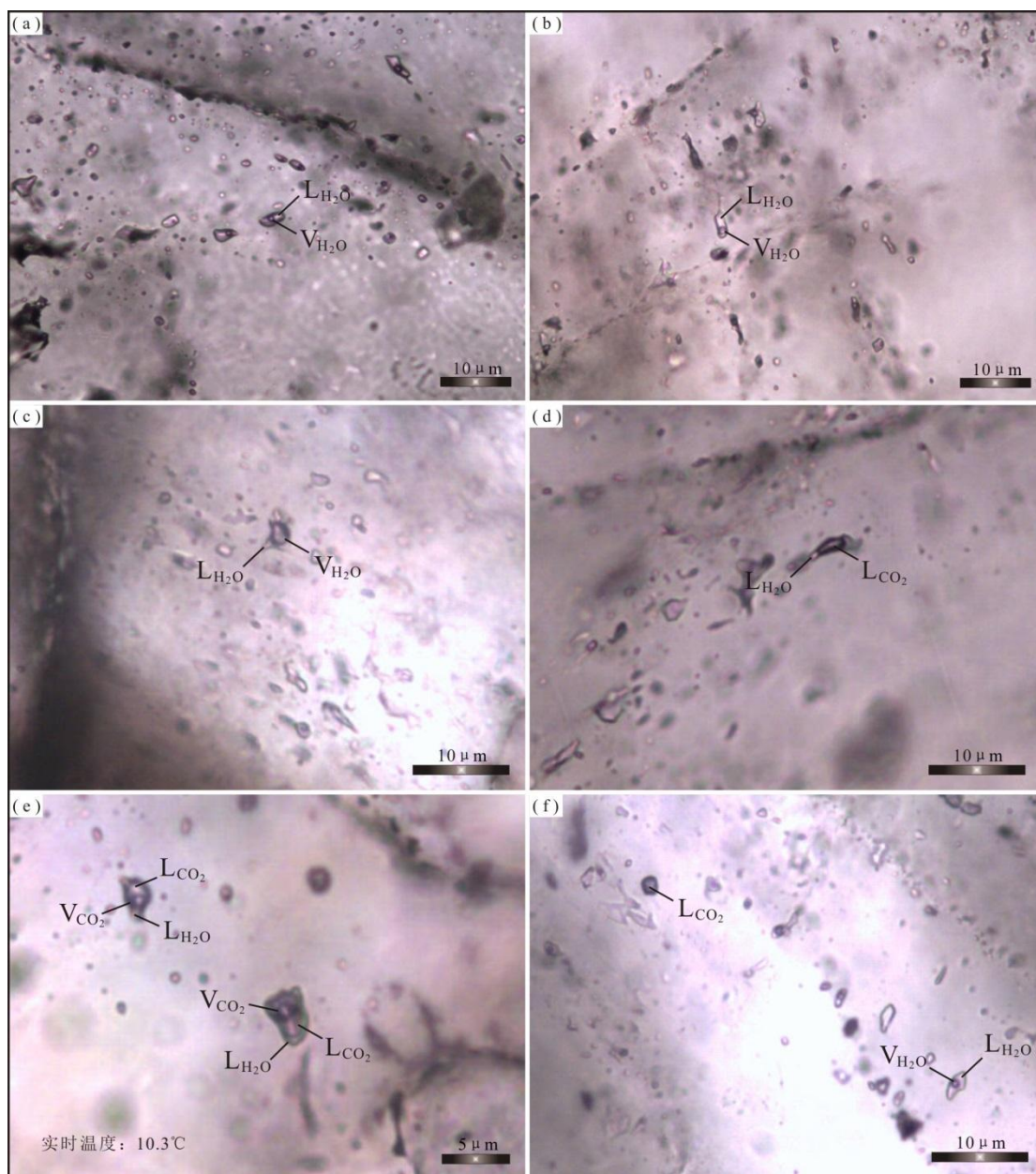


图 5-1 白云金矿床代表性流体包裹体照片

(a) -WL 型包裹体；(b) -WL 型包裹体；(c) -WG 型包裹体；(d) -C 型包裹体；(e) -C 型包裹体；(f) -PC 型和 WL 型包裹体共存；图中缩写：L_{CO₂}-液相 CO₂；L_{H₂O}-液相水；V_{CO₂}-气相 CO₂；V_{H₂O}-气相水

(2) 富气两相包裹体 (WG 型)：由气相和液相盐水溶液组成，椭圆形、多边形，大小 5 ~ 7 μm，气液比为 55% ~ 65%，加热时完全均一到气相，包裹体孤立分布，可见与富液两相水溶液包裹体在同一石英颗粒内共存，分布于成矿中阶段的石英中，该类型包裹体占包裹体总数的<1%左右 (图 5-1c)。

(3) 含 CO₂ 包裹体 (C 型)：该型包裹体室温下为两相，即液相盐水溶液+液相 CO₂，液相 CO₂ 占包裹体总体积的 55% ~ 65%，加热时完全均一到液相 CO₂。椭圆形或不规则形，

大小 6 ~ 8 μm 。该类型包裹体占包裹体总数的<1%，可见与富液两相水溶液包裹体在同一石英颗粒内共存，孤立分布于成矿中阶段的石英中（图 5-1d, e）。

（4）纯 CO_2 包裹体（PC 型）：该型包裹体室温下为一相，即液相 CO_2 ，椭圆形，大小 5 ~ 7 μm ，偶见于成矿中阶段的石英中（图 5-1f）。

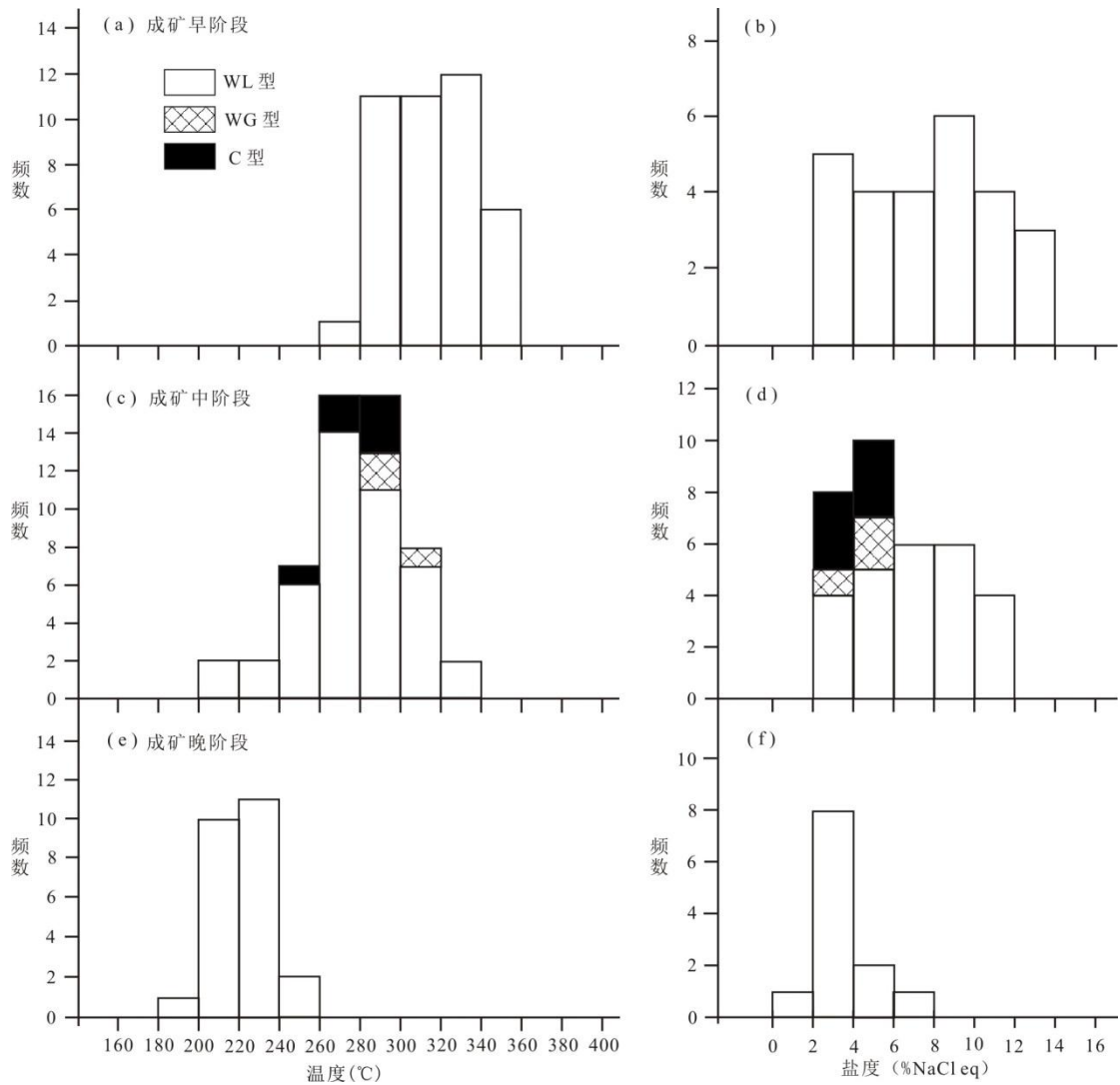


图 5-2 白云金矿床流体包裹体均一温度-盐度直方图

5.3 流体包裹体显微测温结果

显微测温结果见表 5-1。

钾长石-石英±黄铁矿脉（成矿早阶段）：仅发育富液两相包裹体，该类型包裹体的冰点为-9.3 ~ -1.9℃，盐度介于 3.2 % ~ 13.2 % NaCl eqv，完全均一温度介于 278 ~ 345℃，密度介于 0.66 ~ 0.81 g/cm³（图 5-2a, b）。

石英-黄铁矿±黄铜矿脉（成矿中阶段）：主要发育富液两相包裹体，另见少量富气两相包裹体、含 CO₂ 包裹体及纯 CO₂ 包裹体。富液两相包裹体的冰点为-7.1 ~ -1.8℃，盐度介于 3.1 % ~ 10.6 % NaCl eqv，完全均一温度介于 209 ~ 334℃，密度介于 0.73 ~ 0.89 g/cm³；富气两相包裹体的冰点为-2.8 ~ -1.9℃，盐度介于 3.2 % ~ 4.7 % NaCl eqv，完全均一温度介于 286 ~ 301℃，密度介于 0.74 ~ 0.78 g/cm³；含 CO₂ 包裹体的初熔温度介于-58.1 ~ -56.9℃，笼合物融化温度介于 6.9 ~ 8.7℃，盐度介于 2.6 % ~ 5.9 % NaCl eqv，CO₂ 相部分均一温度介于 15.6 ~ 18℃，完全均一温度介于 258 ~ 292℃，密度介于 0.75 ~ 0.83 g/cm³。纯 CO₂ 包裹体的初熔温度介于-58.2 ~ -56.8℃，CO₂ 相部分均一温度介于 15.7 ~ 18.2℃（图 5-2c, d）。

石英-碳酸盐脉（成矿晚阶段）：仅发育富液两相包裹体，该类型包裹体的冰点在-4.9 ~ -0.9℃，盐度介于 1.6 % ~ 7.8 % NaCl eqv，完全均一温度介于 198 ~ 245℃，密度介于 0.84 ~ 0.89 g/cm³（图 5-2e, f）。

表 5-1 白云金矿床流体包裹体显微测温及相关参数

样品	包裹体 类型	测试 数量	大小 (μm)	气液比 (%)	$\varphi(\text{CO}_2)$ (%)	$\varphi(\text{CO}_2)_{\text{气}}$ (%)	$T_{\text{m}}(\text{CO}_2)$ ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{\text{m}}(\text{ice})$ ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{\text{m}}(\text{cla})$ ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{\text{h}}(\text{CO}_2)$ ($^{\circ}\text{C}$)	T_{h} ($^{\circ}\text{C}$)	盐度 (wt%)	密度 (g/cm^3)
钾长石-石英±黄铁矿脉	WL	41	4~9	10~25				-9.3~-1.9			278~345	3.2~13.2	0.66~0.81
	WL	44	4~10	10~30				-7.1~-1.8			209~334	3.1~10.6	0.73~0.89
石英-黄铁矿±黄铜矿脉	WG	3	5~7	55~65				-2.8~-1.9			286~301	3.2~4.7	0.74~0.78
	C	6	6~8		60~80		-58.1~-56.9		6.9~8.7	15.6~18	258~292	2.6~5.9	0.75~0.83
	PC	8	5~7				-58.2~-56.8			15.7~18.2			
石英-碳酸盐脉	WL	24	4~7	5~15				-4.9~-0.9			198~245	1.6~7.8	0.84~0.89

注： $\varphi(\text{CO}_2)$ - CO_2 相占包裹体总体积的百分数； $\varphi(\text{CO}_2)_{\text{气}}$ -气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的百分数； $T_{\text{m}}(\text{CO}_2)$ -固态 CO_2 初熔温度； $T_{\text{m}}(\text{ice})$ -冰点； $T_{\text{m}}(\text{cla})$ -笼合物熔化温度； $T_{\text{h}}(\text{CO}_2)$ - CO_2 部分均一温度； T_{h} -完全均一温度

5.4 拉曼光谱分析

本次对白云矿床内各成矿阶段石英脉内的流体包裹体进行了气相成分的激光拉曼光谱峰值扫描, 部分谱图见图 5-3。结果表明, 钾长石-石英±黄铁矿脉中包裹体气相成分主要由 H_2O 组成, 并有少量 CO_2 和 N_2 , 其特征峰值分别为 3460 cm^{-1} 、 1285 cm^{-1} 、 1388 cm^{-1} 和 2329 cm^{-1} (图 5-3a); 石英-黄铁矿±黄铜矿脉中包裹体气相成分除 H_2O 外还有部分 CO_2 、 C_4H_6 和 N_2 , 其特征峰值分别为 3441 cm^{-1} 、 3450 cm^{-1} 、 1284 cm^{-1} 、 1285 cm^{-1} 、 1286 cm^{-1} 、 1387 cm^{-1} 、 1389 cm^{-1} 、 1642 cm^{-1} 和 2330 cm^{-1} (图 5-3b, c, d, e); 石英-碳酸岩脉中包裹体的气相成分仅见 H_2O , 其特征峰值为 3434 cm^{-1} (图 5-3f)。

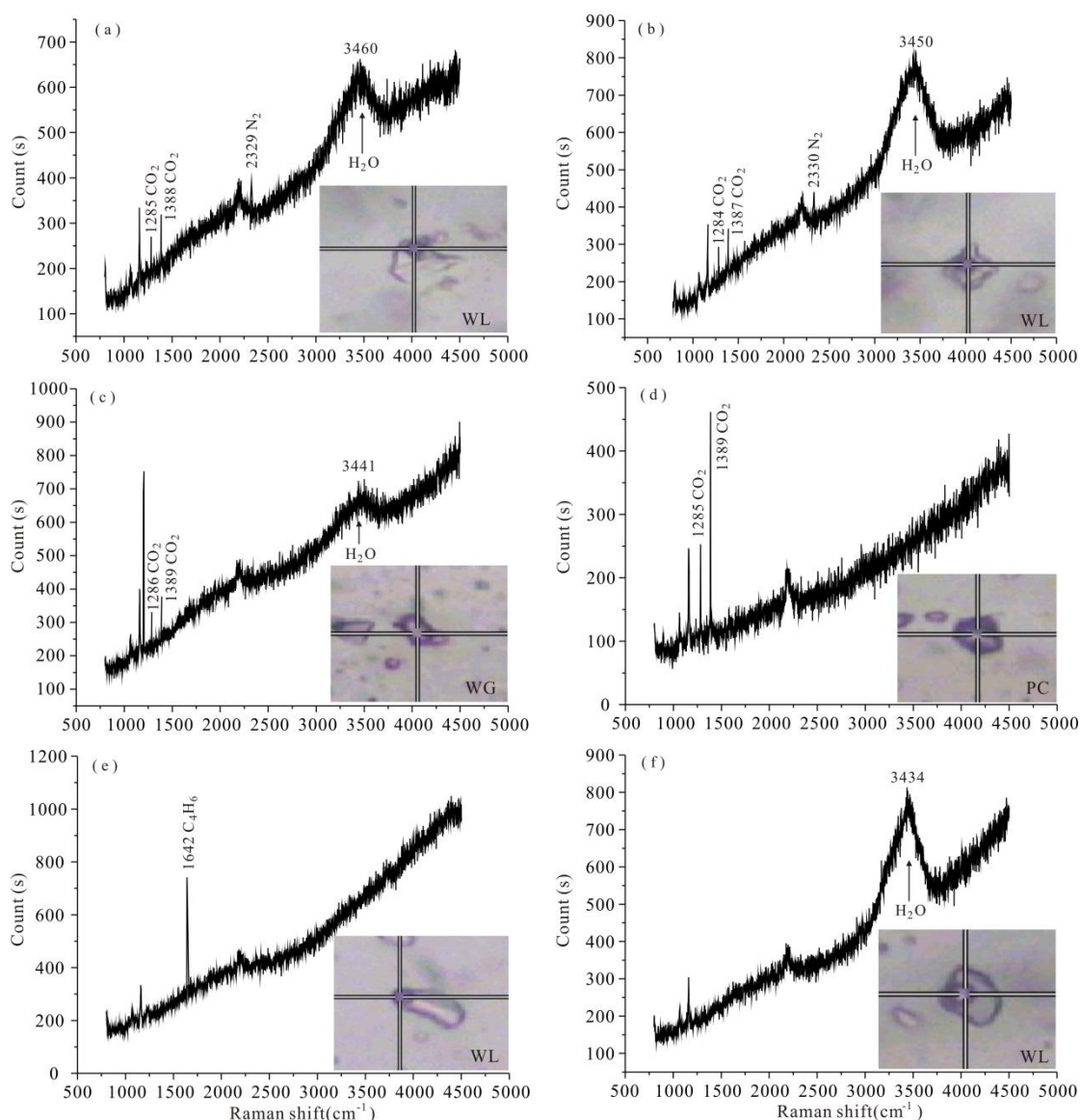


图 5-3 白云金矿床流体包裹体激光拉曼图谱

(a)-钾长石-石英±黄铁矿脉中富液两相包裹体的气相成分; (b)-石英-黄铁矿±黄铜矿脉中富液

两相包裹体的气相成分；(c)-石英-黄铁矿±黄铜矿脉中富气两相包裹体的气相成分；(d)-石英-黄铁矿±黄铜矿脉中纯 CO₂ 包裹体气相成分；(e)-石英-黄铁矿±黄铜矿脉中富液两相包裹体的气相成分；(f)-石英-碳酸岩脉中富液两相包裹体的气相成分

5.5 成矿深度

Roedder (1980) 研究认为，从均匀流体中捕获的包裹体的压力只能代表流体压力的下限，需要进行压力校正；但是当流体发生不混溶或沸腾作用时，捕获的包裹体的压力可代表流体的形成压力，无需校正。石英-黄铁矿±黄铜矿脉中发现了不同类型包裹体共存的包裹体组合，且共存的各类包裹体的均一温度相近，即流体不混溶或沸腾作用形成的包裹体组合，利用共存的含 CO₂ 包裹体来计算压力，所获得的压力可代表流体的形成压力。含 CO₂ 包裹体的压力通过流体包裹体数据处理软件 Flnacor 软件提供的计算公式获得。采用静岩压力计算脉体形成深度，岩石密度取 2.7 g/cm³。通过上述方法，获得主成矿阶段的石英-黄铁矿±黄铜矿脉的压力范围为 126 ~ 165 MPa，对应的形成古深度为 4.7 ~ 6.1 km。

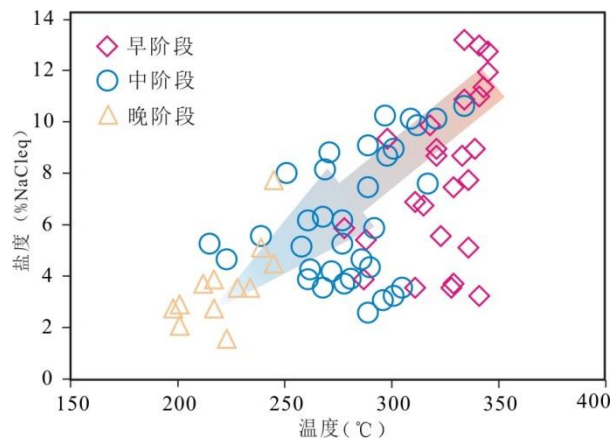


图 5-4 白云金矿床流体包裹体盐度-均一温度关系图

5.6 成矿流体性质

显微测温结果表明，白云金矿床成矿流体系统从早到晚发生规律性变化：成矿流体温度从成矿早阶段的 278 ~ 345℃，经成矿中阶段的 209 ~ 334℃，最终演化到成矿晚阶段的 198 ~ 245℃，温度逐渐降低。盐度从成矿早阶段的 3.2 % ~ 13.2 % NaCl eqv，到晚阶段的 1.6 % ~ 7.8 % NaCl eqv，盐度逐渐降低（图 5-4）。富气两相包裹体、含 CO₂ 包裹体及纯 CO₂ 包裹体集中分布于成矿中阶段，富液两相包裹体广泛分布于成矿各阶段，反映了不同类型的包

裹体是在不同成矿阶段捕获的，成矿温度由早到晚是连续变化的。成矿流体总体具有中温、低盐度、低密度、富 CO_2 、含 N_2 和 C_4H_6 的特点，属 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{C}_4\text{H}_6$ 体系，表明金成矿过程中辽河群地层的有机碳参与了金的运移、富集及沉淀成矿。研究表明，有机碳对金的迁移、富集成矿有重要作用，富含有机质的岩层在低级变质环境下发生有机质的分解反应，将形成富 N_2 、 C_4H_6 的变质流体（卢焕章等，2004）。Phillips and Evans（2004）认为 CO_2 在金成矿过程中起到了关键性的作用，其主要作用是缓冲流体的 pH 值范围、提高流体中的 Au 含量并使其维持与还原硫的络合作用进行迁移。

成矿中阶段石英内见不同相比比例及成分组成的包裹体共存现象（图 5-1，2），且各类包裹体具有相近的均一温度，表明成矿流体经历了不混溶或相分离作用（卢焕章等，2004）。成矿流体的不混溶或相分离作用是金等成矿物质从热液中沉淀的最重要机制之一。野外观察发现，白云金矿床内断裂构造非常发育，断裂构造与金矿化关系密切，控制着金矿体的空间分布，可见成矿过程中构造活动频繁，成矿流体沿断裂运移过程中压力的剧烈波动导致流体发生减压不混溶或相分离作用， CO_2 等气体大量逃逸出来，导致成矿流体中的酸性组分浓度降低，使流体中成矿物质的溶解度大大降低，大量金属矿物沉淀下来，形成金矿体。

第六章 同位素地球化学

6.1 测试方法

碳-氢-氧同位素研究样品采自白云金矿区 2 号矿脉, 包括石英-钾长石脉和石英-黄铁矿脉。氮-氩同位素研究样品采自 2 号矿脉, 包括石英-黄铁矿脉和蚀变岩型矿石; 碳同位素测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。测试仪器为 MAT 253 型质谱仪。测试流程如下: 首先将破碎至 40~60 目的石英样品经过清洗、粗选、电磁选、人工挑选等步骤获得纯度大于 98 % 的石英颗粒。石英中包裹体的碳同位素测试是把分选的石英单矿物在 105℃ 以下烘干后, 在真空系统中逐步加热抽走次生包裹体水, 加热至 600℃ 使其中的包裹体爆裂释放包裹体中的气体, 然后用液氮-酒精逐步冷凝纯化、提取 CO₂, 用于碳同位素测试。最后用质谱仪对制备的 CO₂ 气体进行碳同位素测试, 分析精度优于±0.2‰, 以 PDB 标准报出碳同位素组成。氢氧同位素分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成, 所用仪器为 MAT 253 型质谱仪。矿物的氧同位素分析采用 BrF₅ 法 (Clayton et al., 1963); 包裹体水的氢同位素分析采用爆裂法取水、锌法制氢, 爆裂温度为 550℃。氢、氧同位素分析精度分别为±2‰和±0.2‰, 分析结果均以 SMOW 为标准。石英水中氧同位素根据测试的石英中氧同位素采用分馏方程 $1000\ln\alpha_{Q-W}=\delta^{18}O_Q-\delta^{18}O_W=3.38\times 10^6/T^2-3.4$ (Clayton et al., 1972) 及各成矿阶段流体包裹体完全均一温度平均值计算获得。

氮-氩同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成, 测试仪器为 Helix SFT 稀有气体质谱仪, 系统由压碎、纯化和质谱系统组成。测试在高真空下完成, 压碎和纯化系统真空 $n\times 10^{-9}$ mbar, 质谱系统真空在 $n\times 10^{-10}$ mbar。具体步骤如下, (1)、将高纯度 40~60 目样品清洗、烘干, 取 0.5~1.0 g 装入不锈钢坩埚再移到压碎装置中, 密封并加入去气、抽真空; (2)、压碎样品, 多级纯化包裹体气, 分离出纯 He 和 Ar; (3)、①He 模式下, ⁴He 信号用法拉第杯接收, ³He 用离子倍增器接收。Ar 模式下, ⁴⁰Ar 和 ³⁶Ar 信号用法拉第杯接收, ³⁸Ar 用倍增器接收; (4)、同位素比值结果校正。利用当天空气标准的测试结果和空气标准值校正样品测试结果。空气的 ³He/⁴He 标准值采用 1.4×10^{-6} , ⁴⁰Ar/³⁶Ar 和 ³⁶Ar/³⁸Ar 标准值采用 295.5 和 5.35。(5)、⁴He 和 ⁴⁰Ar 含量 (cm³ SPT/g) 结果。利用 0.1 ml 标准气 ⁴He (52.3×10^{-8} cm³ SPT) 和 ⁴⁰Ar (4.472×10^{-8} cm³ SPT) 含量、标准气和样品的同位素信号强度以及样品压碎后过筛 100 目以下的质量标定样品中 ⁴He 和 ⁴⁰Ar 含量。

金属硫化物及全岩粉末样品的铅同位素分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中

心完成。铅同位素组成的测定方法：称取适量样品放入聚四氟乙烯坩埚中，加入氢氟酸、高氯酸溶样。样品分解后，将其蒸干，再加入盐酸溶解蒸干，加入 0.5N HBr 溶液溶解样品进行铅的分离。将溶解的样品溶解倒入预先处理好的强碱性阴离子交换树脂中进行铅的分离，用 0.5N HBr 溶液淋洗树脂，再用 2N HCl 溶液淋洗树脂，最后用 6N HCl 溶液解脱，将解脱溶液蒸干备质谱测定。用热表面电离质谱法进行铅同位素测量，仪器型号为 ISOPROBE-T，对 1 μg 的铅 208/206 测量精度 $\leq 0.005\%$ 。

6.2 测试结果

7 件石英样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 6.6‰ ~ 13.7‰， δD_w 值介于 -107‰ ~ -90.9‰，计算出的 $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ 值介于 -1.1‰ ~ 7.3‰。7 件石英样品包裹体的 $\delta^{13}\text{C}_\text{PDB}$ 值为 -13.9‰ ~ -8.9‰，平均值为 -12.5‰（表 6-1）。

3 件黄铁矿样品流体包裹体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为 0.55 ~ 0.69，平均值为 0.63。各矿物流体包裹体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值与空气中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值 ($R_a=1.40\times 10^{-6}$) 相比，其值域为 0.39 ~ 0.49（表 6-2）。

10 件金属硫化物样品的铅同位素比值为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.991 \sim 18.782$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.576 \sim 15.655$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.832 \sim 39.104$ （表 6-3）。

3 件二长斑岩样品的全岩铅同位素比值为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.322 \sim 17.422$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.487 \sim 15.49$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.595 \sim 37.716$ ；2 件石英斑岩样品的全岩铅同位素比值为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.773 \sim 16.811$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.358 \sim 15.359$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.43 \sim 37.444$ ；2 件闪长玢岩样品的全岩铅同位素比值为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.391 \sim 17.57$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.429 \sim 15.518$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.485 \sim 37.976$ 。3 类岩石根据各自的锆石 U-Pb 年龄进行了 Pb 同位素校正。校正后的 Pb 同位素比值如下。3 件二长斑岩样品的全岩铅同位素比值为 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=16.986 \sim 17.046$ ， $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.470 \sim 15.472$ ， $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=37.111 \sim 37.194$ ；2 件石英斑岩样品的全岩铅同位素比值为 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=16.625 \sim 16.668$ ， $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.35 \sim 15.354$ ， $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=37.228 \sim 37.264$ ；2 件闪长玢岩样品的全岩铅同位素比值为 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=17.066 \sim 17.083$ ， $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.404 \sim 15.502$ ， $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=37.003 \sim 37.278$ （表 6-4）。

6.3 成矿流体来源

氢氧同位素结果显示，从成矿早阶段到中阶段，白云金矿成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ 值逐渐降低。在 $\delta\text{D}_\text{w}-\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ 图上（图 6-1），白云矿床氢氧同位素投影点落在原生岩浆水左下侧，雨水线

和岩浆水区域之间，反映出白云矿床成矿流体主要来源于岩浆热液，成矿过程中有少量大气降水的混入。热液中的碳有 3 个来源：（1）岩浆源，其 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -7‰ 左右；（2）沉积碳酸盐岩来源，其 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 0‰ 左右；（3）沉积岩、变质岩与火山岩中的有机碳（还原碳），他们的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -25‰ 左右。白云矿床的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值 ($-13.9\text{‰} \sim -8.9\text{‰}$) 明显高于岩浆碳和沉积碳酸盐岩碳，低于沉积岩、变质岩与火山岩中的有机碳，他们很可能是三者的混合产物。在氢氧同位素图解中，白云金矿成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ 值更接近于岩浆水，可见，成矿热液中的碳部分为岩浆源。辽河群大石桥组大理岩(原岩为浅海相碳酸盐岩)为区域上重要的赋矿围岩，因此，部分碳可能为沉积碳酸盐岩来源。包裹体激光拉曼光谱分析显示流体具有富 CO_2 、含 N_2 和 C_4H_6 的特点，暗示了有机碳的存在，这部分有机碳来自于成矿热液在对流循环过程中从辽河群变质岩地层中淋取的。

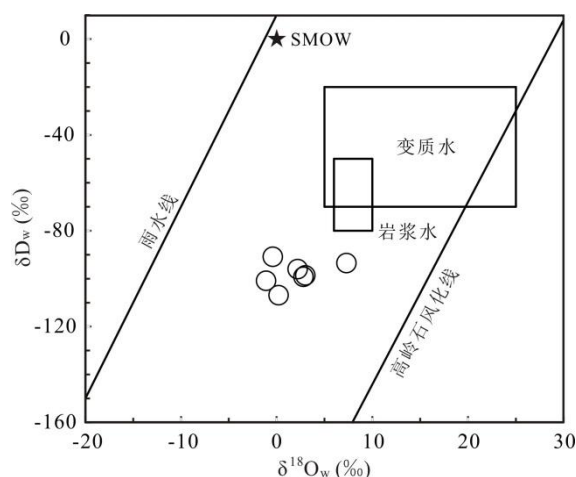


图 6-1 白云矿床 δD_w - $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ 体系图（底图据 Sheppard et al., 1977）

Ohmoto (1972) 指出，热液矿床中硫化物的硫同位素组成是成矿溶液中总硫同位素组成、氧逸度、pH、离子强度和温度的函数。因此，热液硫化物的硫同位素组成，不仅取决于其源区物质的 $\delta^{34}\text{S}$ 值，而且与成矿流体演化的物理化学条件有关，当 f_{O_2} 较低时，流体中硫主要以 HS^- 、 S^{2-} 形式存在，所沉淀的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 与整个流体 $\delta^{34}\text{S}$ 近似；当 f_{O_2} 较高时， SO_4^{2-} 大量存在并沉淀富集 $\delta^{34}\text{S}$ 的硫酸盐，导致成矿流体 $\delta^{34}\text{S}$ 亏损，所沉淀的黄铁矿等硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值较低（常为负值），低于整个体系的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。钾硅化、黄铁绢英岩化是白云金矿床主要的蚀变类型，硫化物主要为黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和方铅矿等，未见硫酸盐矿物。因此白云金矿床中硫化物的 S 同位素组成可以近似地代表成矿溶液总硫同位素组成。目前，硫同位素主要有 3 个存储库，（1）幔源硫，其 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $-3\text{‰} \sim +3\text{‰}$ ；（2）海水硫，现代海水的 $\delta^{34}\text{S}$ 值近似于 20‰ ；（3）沉积物中的还原硫，其 $\delta^{34}\text{S}$ 值以极差大并具有较强的负值

为特征 (Chaussidon et al., 1990; Rollinson et al., 1993)。白云金矿床的硫同位素组成变化范围较大, 介于-8.5‰ ~ +17‰之间 (赵鸿志等, 2009), 表明硫主要为沉积物中的还原硫, 部分为海水硫。

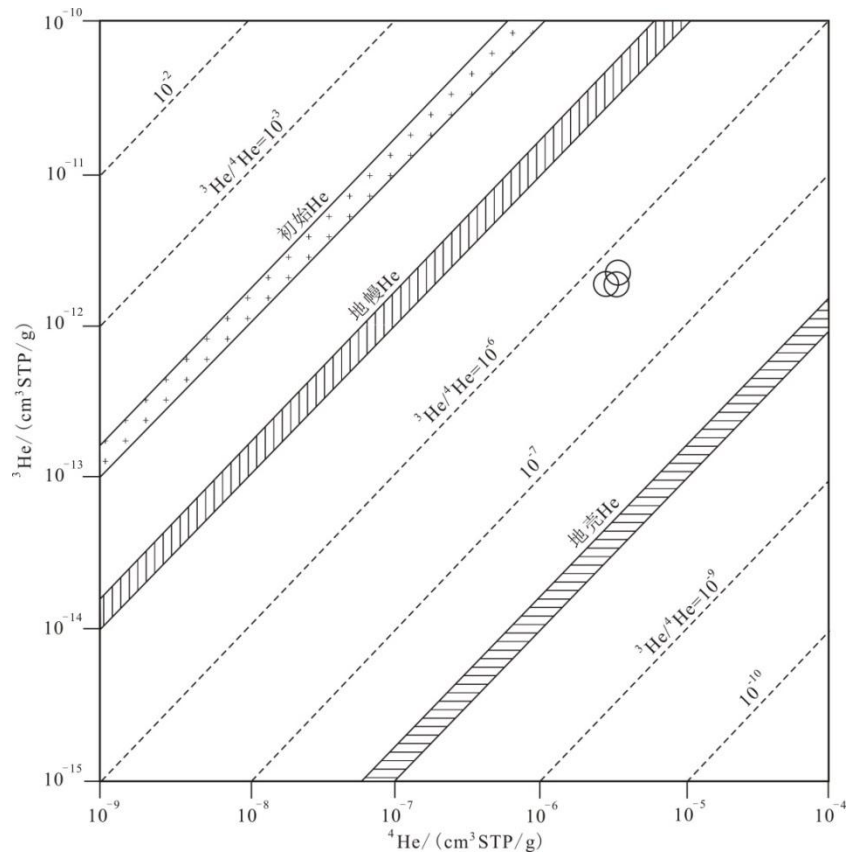


图 6-2 白云金矿流体包裹体 ^3He - ^4He 图 (底图据 Mamyrin et al., 1984)

研究表明, 地壳流体中的稀有气体有 3 个明显不同的源区, 即饱和空气雨水、地壳和地幔, 其中饱和空气水中 $^3\text{He}/^4\text{He}=1 \text{ Ra}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=295.5$; 地壳中 $^3\text{He}/^4\text{He}=0.01 \sim 0.05 \text{ Ra}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}>295.5$; 地幔中 $^3\text{He}/^4\text{He}=6 \sim 9 \text{ Ra}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}>40000$ (Burnard et al., 1999)。由于氦在大气中的含量极低, 不足以对地壳流体中氦的丰度和同位素组成产生明显影响 (Marty et al., 1989; Stuart et al., 1995)。因此, 白云金矿成矿流体中的氦仅有地壳和地幔 2 个源区。白云金矿黄铁矿流体包裹体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为 $0.39 \sim 0.49 \text{ Ra}$, 平均值为 0.45 Ra , 明显高于地壳 He, 但显著低于地幔 He。白云金矿 He 同位素投点与地幔 He 和地壳 He 之间 (图 6-2), 显示白云金矿成矿流体不是单一的地壳或地幔流体, 而是二者混合的产物。假如成矿流体是简单的二元混合模式, 那么可以利用 ^3He 和 ^4He 的比值推算流体中地幔流体和地壳流体的比例 (徐永昌等, 1996, 1998)。其中幔源 ^4He 的比例由下式计算: 地幔氦 (%) = $[(R-R_c)/(R_m-R_c)] \times 100$, 其中 R 为样品 $^3\text{He}/^4\text{He}$; R_c 为地壳 $^3\text{He}/^4\text{He}$; R_m 为地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 。地

壳中 $^3\text{He}/^4\text{He}=0.01 \sim 0.05 \text{ Ra}$ ，地幔中 $^3\text{He}/^4\text{He}=6 \sim 9 \text{ Ra}$ （Stuart et al., 1995）。由此得出白云金矿成矿流体中地幔流体参与成矿作用的比例为 4.2 % ~ 5.3 %。该比例表明白云金矿成矿物质主要来源于地壳，且有少量幔源物质的加入。

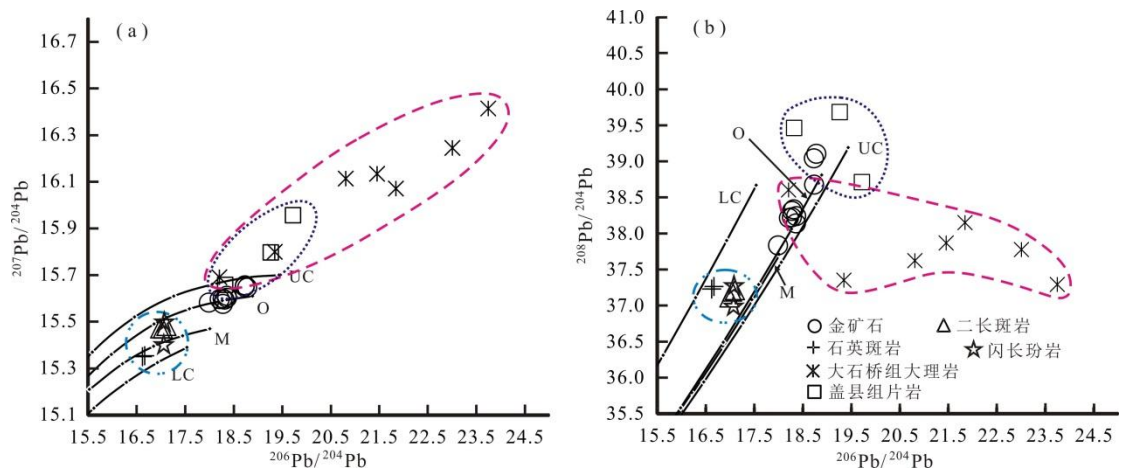


图 6-3 白云金矿及相关地质体铅同位素组成图解（底图据 Zartman et al., 1981）

辽河群变质岩 Pb 同位素数据引自本文及 Yu et al.(2009)

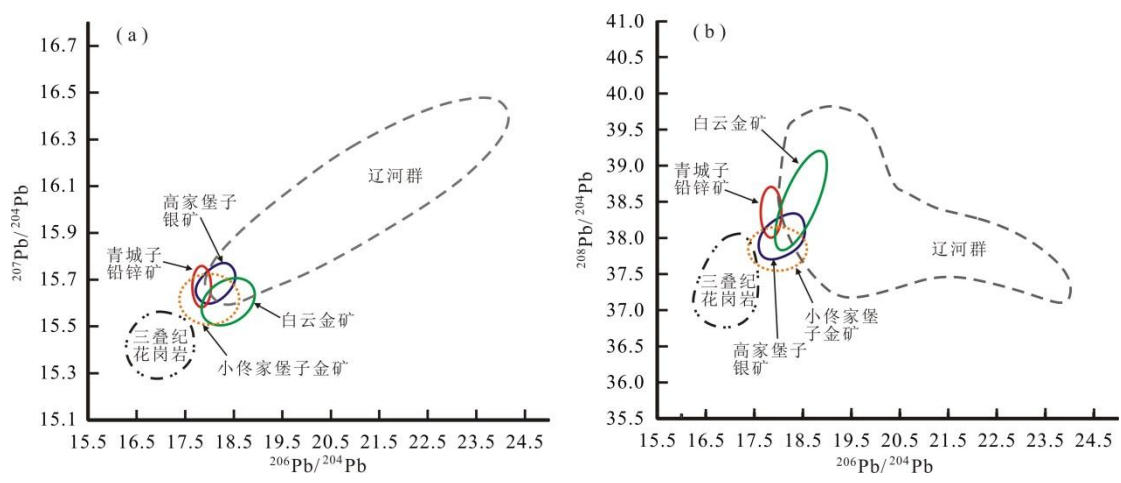


图 6-4 青城子铅锌金银矿床及相关地质体铅同位素组成图解（底图据 Zartman et al., 1981）

青城子铅锌矿和高家堡子银矿 Pb 同位素数据引自 Chen et al. (2005); 小佟家堡子 Pb 同位素数据引自刘军未发表数据；三叠纪花岗岩体及辽河群变质岩 Pb 同位素数据引自本文及 Yu et al.(2009)

6.4 成矿物质来源

在 Zartman and Doe 的铅构造模式图中（图 6-3 和图 6-4），金属硫化物铅同位素投影点落在造山带演化线附近或上地壳与造山带之间，和青城子铅锌矿、高家堡子银矿及小佟家堡子金矿的金属硫化物 Pb 同位素组成接近，显示出近似的 Pb 同位素源区。三叠纪双顶沟和新林花岗岩体、白云矿区中酸性脉岩投影点位于造山带和地幔演化线之间，明显低于青城子

矿区金属硫化物样品铅同位素组成。尽管辽河群变质岩的铅同位素组成变化较大,但多数样品的投影点位于地幔和上地壳演化线之间。青城子矿集区金属硫化物铅同位素组成投影点位于辽河群与三叠纪岩体铅同位素组成投影区域之间。辽河群地层富集的元素有 Pb、Zn、Ag、Au、As 等,其中大石桥组地层主要富集 Pb、Zn、Au、Ag 元素 (Au 可达 11×10^{-9}),而盖县组地层则主要富集 Au 元素 (可达 12×10^{-9}) (魏民, 2001),为区域内重要的 Au 矿源层和赋矿层。因此,青城子矿集区内铅锌矿、金矿、银矿具有近似的物质源区,成矿物质主要来自于辽河群的盖县组和/或大石桥组变质岩,部分来自三叠纪岩浆。

白云金矿区内断裂构造主要为层间或斜切岩层的脆韧性剪切带,走向近东西,局部随地层产状而变化,倾角一般 $30 \sim 50^\circ$,控制了蚀变带和矿体的分布、产状和形态。矿体分布于大石桥组上部和盖县组下部,一部分矿体产状与围岩一致,呈层状、似层状;另一部分矿体呈脉状、网脉状石英-多金属硫化物脉,受脆韧性断裂带控制。与金矿化密切相关的蚀变作用是钾硅化、绢英岩化。白云金矿区金矿体附近未发现较大的岩体,但石英斑岩、闪长玢岩和二长斑岩等岩脉广泛发育,与金矿体有着密切的空间关系,常发育于金矿化蚀变带的顶盘或底盘,其中,二长斑岩、石英斑岩及闪长玢岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 224.2 Ma、221.4、221.8 Ma。另外,青城子矿集区深部存在大规模花岗岩体 (芮宗瑶等, 1994),地表出露部分花岗岩体,如双顶沟岩体 (锆石 U-Pb 年龄为 224.2 ± 1.2 Ma, 段晓侠等, 2012)、新岭岩体 (锆石 U-Pb 年龄为 225.3 ± 1.8 Ma, Yu et al., 2009)。可见,白云矿区内的中酸性脉岩为深部三叠纪岩浆活动的晚期产物。刘国平和艾永富 (2000) 通过石英 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年方法,认为白云金矿床为印支期成矿 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $196 \sim 209$ Ma), 石英 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄略小于白云矿区脉岩的侵位年龄,可能与后期的“氩丢失”事件有关。

综上所述,白云金矿化作用与区域上三叠纪岩浆-热事件有成因联系。三叠纪岩浆热液主要提供成矿热源,并提供少部分成矿物质,岩浆热液在运移过程中混合了大量大气降水,并溶解了辽河群变质岩地层中金等成矿物质,促使地层中的金等成矿物质活化、运移,并伴随热液迁移,形成成矿热液,最终成矿流体在构造减压作用下发生流体不混溶或相分离作用,因而导致金等成矿物质沿脆韧性剪切带沉淀成矿。

表 6-1 白云矿床碳-氢-氧同位素分析结果

序号	样号	样品	分析对象	$\delta D_w(\text{‰})$	$\delta^{18}O_{\text{矿物}}(\text{‰})$	$\delta^{18}O_w(\text{‰})$	$\delta^{13}C_{\text{PDB}}(\text{‰})$	温度 (°C)
1	LB-34	石英-钾长石脉	石英	-93.6	13.7	7.3	-8.9	315
2	LB-45	石英-黄铁矿脉	石英	-96.1	9.9	2.2	-12.3	279
3	LB-46	石英-黄铁矿脉	石英	-99.3	10.5	2.8	-13.9	279
4	LB-47	石英-黄铁矿脉	石英	-98.7	10.7	3.0	-13.7	279
5	LB-48	石英-黄铁矿脉	石英	-107	7.9	0.2	-11.8	279
6	LB-49	石英-黄铁矿脉	石英	-90.9	7.3	-0.4	-13	279
7	LB-51	石英-黄铁矿脉	石英	-101	6.6	-1.1	-13.8	279

注：表中 $\delta^{18}O_w$ 值根据公式 $1000\ln\alpha_{Q-W}=\delta^{18}O_Q-\delta^{18}O_W=3.38\times10^6/T^2-3.4$ (Clayton et al., 1972) 及各成矿阶段包裹体均一温度平均值获得

表 6-2 白云金矿床黄铁矿流体包裹体 He、Ar 同位素组成

样号	样品	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$	$^3\text{He}/^4\text{He} (10^{-6})$	R/R_a	$^{40}\text{Ar} (10^{-8})$	$^4\text{He} (10^{-8})$
LB-57	石英-黄铁矿脉	5504.8±14.1	5.23±1.27	0.65±0.02	0.46	280	440.7
LB-60	石英-黄铁矿脉	4565.7±16.0	5.7±0.03	0.55±0.03	0.39	164.8	514.1
LB-61	蚀变岩型矿石	3975.6±22.4	5.33±0.88	0.69±0.03	0.49	363.7	518.7

注： ^4He 和 ^{40}Ar 的单位为 cm^3/g (STP)，R 为样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值， R_a 为空气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值 (1.40×10^{-6})

表 6-3 白云金矿床金属硫化物铅同位素分析结果

序号	样号	样品	分析对象	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
1	LB-37	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	37.832	0.004	15.582	0.001	17.991	0.002
2	LB-38	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	38.676	0.004	15.655	0.001	18.737	0.002
3	LB-39	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	38.211	0.006	15.596	0.002	18.219	0.003
4	LB-41	石英-黄铜矿-黄铁矿脉	黄铜矿	38.332	0.003	15.594	0.001	18.315	0.001
5	LB-42.1	石英-黄铜矿-黄铁矿脉	黄铁矿	38.223	0.006	15.599	0.003	18.277	0.003
6	LB-42.2	石英-黄铜矿-黄铁矿脉	黄铜矿	38.309	0.003	15.576	0.001	18.281	0.001
7	LB-43	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	39.104	0.003	15.646	0.001	18.782	0.002
8	LB-44	石英-黄铁矿脉	黄铁矿	39.04	0.003	15.65	0.001	18.733	0.002
9	LB-54	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	38.237	0.003	15.602	0.001	18.367	0.001
10	LB-56	蚀变岩型金矿石	黄铁矿	38.137	0.004	15.611	0.001	18.363	0.002

表 6-4 白云金矿床侵入岩铅同位素分析结果

序号	样号	样品	U(10^{-6})	Th(10^{-6})	Pb(10^{-6})	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	年龄(Ma)	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$
1	LB-3	二长斑岩	6.23	26.60	36.30	37.716	0.002	15.49	0.002	17.422	0.004	224.2	37.193	15.471	17.046
2	LB-6	二长斑岩	5.98	27.10	39.20	37.687	0.002	15.487	0.001	17.378	0.004	224.2	37.194	15.470	17.044
3	LB-7	二长斑岩	6.25	27.60	40.60	37.595	0.001	15.489	0.001	17.322	0.003	224.2	37.111	15.472	16.986
4	LB-8	闪长玢岩	2.73	12.00	12.20	37.976	0.002	15.429	0.002	17.57	0.004	221.8	37.278	15.404	17.083
5	LB-13	闪长玢岩	4.49	20.40	29.80	36.485	0.001	15.518	0.001	17.391	0.003	221.8	37.003	15.502	17.066
6	LB-17	石英斑岩	1.63	7.89	33.00	37.43	0.001	15.359	0.001	16.773	0.003	221.4	37.264	15.354	16.668
7	LB-18	石英斑岩	2.16	7.72	24.80	37.444	0.002	15.358	0.001	16.811	0.003	221.4	37.228	15.350	16.625

第七章 结论

1. 白云金矿花岗斑岩、石英斑岩及闪长玢岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 $224.2 \pm 1.3\text{Ma}$ 、 $221.4 \pm 1.2\text{Ma}$ 、 $221.8 \pm 1.2\text{Ma}$ 。11 件黄铁矿样品的 Re-Os 等时线年龄为 $195 \pm 31\text{Ma}$ 。白云金矿形成于华北克拉通北缘晚三叠世后碰撞伸展构造背景；
2. 白云金矿成矿岩浆主要来源于古老地壳源区，可能形成于伸展背景下地壳减压熔融过程；
3. 成矿流体总体具有中温、低盐度、低密度、富 CO_2 的特点，属 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 体系；
4. 成矿流体主要来源于岩浆热液，成矿过程中有少量大气降水的混入。成矿物质主要来自于辽河群地层，其次来自于岩浆热液。成矿流体的不混溶或相分离作用是金等成矿物质从热液中沉淀的重要机制。
5. 青城子矿集区内铅锌矿、金矿、银矿属于统一的晚三叠世 Pb-Zn-Au-Ag 成矿系统。硅化、钾化及黄铁矿化是寻找金矿的显著标志，而硅化、方铅矿化及闪锌矿化为寻找银矿的重要标志。断裂破碎带、晚三叠世中酸性脉岩的上下盘是寻找金矿化体的有利场所。

参考文献:

- [1] Altaids: Implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1189-1217.
- [2] Amelin Y, Lee DC and Halliday AN. 2000. Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf isotopic studies of single zircon grains[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 4205-4225.
- [3] Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 243-258.
- [4] Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 57: 683-684.
- [5] Boynton WV. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies [J]. *Geochem.*, 2: 63-114.
- [6] Burnard PG, Hu R Z, Turner G, et al. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63 (10): 1595-1604.
- [7] Chaussidon M, Lorand J P. 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel ilmenite massifs from Ariege: an ion microprobe study [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 2835-2846.
- [8] Chen B, Jahn B M, Tian W. 2009. Evolution of the Solonker suture zone: Constraints from zircon U-Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Nd-Sr isotope compositions of subduction and collision-related magmas and forearc sediments. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 245-257.
- [9] Chen B, Jahn B M, Wilde S, Xu B. 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implications. *Tectonophysics*, 328: 157-182.
- [10] Chen JF, Yu G, Xue CJ, Qian H, He JF, Xing Z, Zhang X. 2005. Pb isotope geochemistry of lead, zinc, gold and silver deposit clustered region, Liaodong rift zone, northeastern China[J]. *Science in China Ser. D Earth Sciences*, 48(4): 467-476.
- [11] Clayton RN, O'Neil JR and Mayeda TK. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Journal of Geophysical Research*, 77: 3057-3067.

- [12] Clayton RN. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27(1): 43-52.
- [13] Davis G A, Xu B, Zheng Y D, Zhang W J. 2004. Indosinian extension in the Solonker suture zone: The Sonid Zuoqi metamorphic core complex, Inner Mongolia, China[J]. *Earth Science Frontiers*, 11: 135-144.
- [14] Dobretsov N L, Berzin N A, Buslov M. 1995. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean[J]. *International Geology Review*, 37: 335-360.
- [15] Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E, Jackson SE, Van Acherterbergh E, O'Reilly SY and Shee SR. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LA-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 133-147.
- [16] Hoefs J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry* (Forth Edition) [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1-201.
- [17] Mamyrin BA, Tolstikbin IN. 1984. Helium Isotope in Nature. In: Fyfe WS (ed.). *Developments in Geochemistry* (M). Amsterdam: Elsevier, 1-237.
- [18] Marty B, Jambon A, Sano Y. 1989. Helium isotopes and CO₂ in volcanic gases of Japan[J]. *Chem. Geol.*, 76: 25-40.
- [19] Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfide and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Economic Geology*, 67: 551-578.
- [20] Phillips GN, Evans KA. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits[J]. *Nature*, 429: 860-863.
- [21] Roedder E and Bodnar RJ. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8: 263-301.
- [22] Rollinson H R. 1993. *Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation* [J]. Longman Scientific and Technical Press, 306-308.
- [23] Sheppard SMF. 1977. Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes [M]. *Inst. Mining and Metallurgy*, 25-41.
- [24] Soderlund U, Patchett P J, Vervoort J D and Isachsen C E. 2004. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 219: 311-324.
- [25] Stuart FM, Burnard PG, Taylor RP, et al. 1995. Resolving mantle and crustal contributions to

- ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae W-Mo mineralization, South Korea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(22): 4663-4673.
- [26] Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 54-374.
- [27] Vervoort JD, Pachelts PJ, Gehrels GE and Nutman AP. 1996. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes[J]. *Nature*, 379: 624-627.
- [28] Windley B F, Kroner A, Guo J, Qu G, Li Y, Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogeny, NW China: New zircon age data and tectonic evolution[J]. *The Journal of Geology*, 110: 719-737.
- [29] Wu F Y, Sun D Y, Li H M, Jahn B M, Wilde S. 2002. A-type granites in Northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis[J]. *Chemical Geology*, 187(1-2): 143-173.
- [30] Wu F Y, Wilde S A, Zhang G L, Sun D Y. 2004. Geochronology and petrogenesis of the post-orogenic Cu-Ni sulfide-bearing mafic-ultramafic complexes in Jilin Province, NE China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 781-797.
- [31] Wu F Y, Zhao G C, Sun D Y, Wilde S A, Yang J H. 2007. The Hulan Group: Its role in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt of NE China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30: 542-556.
- [32] Xiao W J, Windley B F, Hao J, Zhai M G. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt[J]. *Tectonics*, 22: 1069. doi: 10.1029/2002TC1484.
- [33] Xiao W J, Windley B F, Huang B C, Han C M, Yuan C, Chen H L, Sun M, Sun S, Li J L. 2009. End-Permian to Mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: Implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1189-1217.
- [34] Xu W L, Ji W Q, Pei F P, Meng E, Yu Y, Yang D B, Zhang X Z. 2009. Triassic volcanism in eastern Heilongjiang and Jilin provinces, NE China: Chronology, geochemistry, and tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 392-402.
- [35] Xu YC, Shen P, Liu WH, et al., 1998. *Geochemistry of rare gas in the natural gases*[M]. Beijing: Science Press, 99.

- [36] Xu YC, Shen P, Tao MX, et al., 1996. Geochemistry of mantle-derived volatile in the natural gases of eastern petroleum and gas fields: I: new type of helium resources: industrial accumulation of mantle derived helium in the sedimentary strata[J]. Science in China: Series D, 26(1): 1-8.
- [37] Yu G, Chen JF, Xue CJ, Chen YC, Chen FK and Du XY. 2009. Geochronological framework and Pb, Sr isotope geochemistry of the Qingchengzi Pb-Zn-Ag-Au orefield, Northeastern China[J]. Ore Geology Reviews, 35: 367-382.
- [38] Zartman RE, Doe BR. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. Tectonophysics, 75: 135-162.
- [39] 曾庆栋, 刘建明, 肖文交, 褚少雄, 王永彬, 段晓侠, 孙燕, 周伶俐. 2012. 华北克拉通南北缘三叠纪钼矿化类型、特征及地球动力学背景[J]. 岩石学报, 28 (2): 357-371
- [40] 第五春荣, 孙勇, 林慈鑫, 柳小明, 王洪亮. 2007. 豫西宜阳地区 TTG 质片麻岩锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素地质学[J]. 岩石学报, 23 (2): 253-262.
- [41] 段晓侠, 刘建明, 王永彬, 周伶俐, 李永贵, 李斌, 张壮, 张作伦. 2012. 辽宁青城子铅锌多金属矿田晚三叠世岩浆岩年代学、地球化学及地质意义[J]. 岩石学报, 28 (2): 595-606.
- [42] 范长福, 李培斌, 王志峰. 2011. 热液金矿床中黄铁矿特征[J]. 黑龙江科技信息, 8:36.
- [43] 方如恒. 1999. 中朝古元古代层控铅锌矿床类型及其比较[J]. 辽宁地质, 16 (1): 43-56.
- [44] 郭福祺. 1988. 论金矿床中黄铁矿的某些标型特征与含金性的内在联系[J]. 陕西地质, 6 (1): 1-7.
- [45] 韩庆军, 邵济安, 周瑞. 2000. 内蒙古喀拉沁早中生代闪长岩的岩石学、地球化学及其成因[J]. 岩石学报, 16 (3): 385-391.
- [46] 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. 矿床地质, 28 (4): 481-492.
- [47] 侯可军. 2007. LA-MC-ICP MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. 岩石学报, 23 (10): 2595-2604.
- [48] 李锦轶, 高立明, 孙桂华, 李亚萍, 王彦斌. 2007. 内蒙古东部双井子中三叠世同碰撞壳源花岗岩的确定及其对西伯利亚与中朝古板块碰撞时限的约束[J]. 岩石学报, 23(3): 565-582.
- [49] 辽宁有色地质局一 O 三队. 2012. 辽宁省凤城市白云金矿接替资源勘查综合研究报告. 1-205.

- [50] 刘国平,艾永富. 1999. 辽宁白云金矿床某些基本问题探讨[J]. 矿床地质, 18(3): 219-225.
- [51] 刘国平,艾永富. 2000. 辽宁白云金矿床成矿时代探讨[J]. 岩石学报, 16(4): 627-632.
- [52] 刘锦,刘正宏,李世超,赵辰,王楚杰,彭游博,杨仲杰,豆世勇. 2016. 华北北缘东段开原地区三叠纪侵入岩年代学及岩石地球化学研究[J]. 岩石学报, 32(9): 2739-2756.
- [53] 刘伟,杨进辉,李潮峰. 2003. 内蒙赤峰地区若干主干断裂带的构造热年代学[J]. 岩石学报, 19(4): 717-728.
- [54] 刘伟,潘小菲,谢烈文,李禾. 2007. 大兴安岭南段林西地区花岗岩类的源岩: 地壳生长的时代和方式[J]. 岩石学报, 23(2): 441-460.
- [55] 卢焕章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 1-444.
- [56] 牟保磊,阎国翰. 1992. 燕辽三叠纪碱性偏碱性杂岩体地球化学特征及意义[J]. 地质学报, 66(2): 108-121.
- [57] 倪培,徐克勤. 1993. 辽东半岛地质演化及金矿床的成因[J]. 矿床地质, 12(3): 231-244.
- [58] 芮宗瑶,施林道,方如恒. 1994. 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质[M]. 北京: 地质出版社, 1-576.
- [59] 邵济安,牟保磊,何国琦,张履桥. 1997. 华北北部在古亚洲域与太平洋域构造叠加过程中的地质作用[J]. 中国科学(D辑), 27(5): 390-394.
- [60] 邵济安,牟保磊,张履桥. 2000. 华北东部中生代构造格局转换过程中的深部作用与浅部响应[J]. 地质论评, 46(1): 32-40.
- [61] 邵济安,张履桥,牟保磊,韩庆军. 2007. 大兴安岭的隆起与地球动力学背景[M]. 北京: 地质出版社, 1-250.
- [62] 孙德有,吴福元,高山,路孝平. 2005. 吉林中部晚三叠世和早侏罗世两期铝质 A 型花岗岩的厘定及对吉黑东部构造格局的制约[J]. 地学前缘, 12(2): 263-275.
- [63] 涂光炽. 1984. 中国层控矿床地球化学[M], 第一卷, 北京: 科学出版社, 137-138.
- [64] 王奎仁. 1989. 地球与宇宙成因矿物学[M]. 合肥: 安徽教育出版社, 105-106.
- [65] 魏民. 2001. 青城子矿田金、银矿床基本特征及成因探讨[J]. 辽吉地区地质与成矿研讨会论文集, 137-145.
- [66] 吴福元,杨进辉,柳小明. 2005. 辽东半岛中生代花岗质岩浆作用的年代学格架[J]. 高校地质学报, 11(3): 305-317.
- [67] 徐刚,赵越,胡健民,曾庆利,刘晓文,吴海,宋彪. 2003. 辽西牛营子地区晚三叠世

逆冲构造[J]. 地质学报, 77 (1): 25-35.

[68] 徐贵忠, 余宏全, 杨忆, 周瑞, 颜丹平, 杨振德. 2001. 赤峰西部地区金矿床成矿时代及其成矿机制的新认识[J]. 矿床地质, 20 (2): 99-106.

[69] 徐永昌, 沈平, 陶明信, 等. 1996. 东部油气区天然气中幔源挥发分的地球化学: I: 氦资源的新类型: 沉积壳层幔源氦的工业储集[J]. 中国科学 D 辑, 26 (1): 1-8.

[70] 徐永昌, 沈平, 刘文汇, 等. 1998. 天然气中稀有气体地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 99.

[71] 杨新库. 2011. 对辽宁白云金矿床地质特征及深部找矿的新认识[J]. 地质与资源, 20 (2): 111-114.

[72] 张晓晖, 李铁胜, 蒲志平. 2002. 辽西医巫闾山两条韧性剪切带的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄: 中生代构造热事件的年代学约束[J]. 科学通报, 47 (9): 697-701.

[73] 赵鸿志, 杨沈生, 李辉. 2009. 白云金矿地质特征及成因探讨[J]. 有色矿冶, 25 (3): 4-7.

[74] 赵越, 陈斌, 张拴宏, 刘建民, 胡健民, 刘健, 裴军令. 2010. 华北克拉通北缘及邻区前燕山期主要地质事件[J]. 中国地质, 37 (4): 900-915.

[75] 庄汉平, 卢家烂. 1996. 与有机质有成因联系的金属矿床[J]. 地质地球化学, 4: 6-11.