

# 冀西石湖金矿成矿流体特征

刘 伟<sup>1</sup> 戴塔根<sup>1</sup> 傅文杰<sup>2</sup> 孙臻礲<sup>1</sup> 胡 斌<sup>1</sup>

(1. 中南大学地学与环境工程学院, 湖南 长沙 410083; 2. 西部矿业博士后科研工作站, 青海 西宁 810001)

**提要:**通过对石湖金矿矿石中石英包裹体的气、液相成分分析表明, 石湖金矿成矿流体为富含  $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CH}_4$ 、 $\text{C}_2\text{H}_6$  等挥发分的  $\text{K}^+ - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-} - \text{NO}_3^- - \text{Cl}^-$  体系。硫、碳同位素分析显示硫、碳来源于地幔, 氢氧同位素分析则显示成矿流体为岩浆热液和大气水的混合流体。6 个均一法测温数据平均为  $310^\circ\text{C}$ , 显示为中温成矿, 53 个爆裂法测温数据主要集中在区域  $320\sim 350^\circ\text{C}$  和  $360\sim 380^\circ\text{C}$  两个区域, 成矿期大致分为两个阶段。成矿压力为  $20.3\text{ MPa}$ , 成矿深度为  $0.75\text{ km}$ ,  $\lg f_{\text{O}_2} = -39.95$ ,  $\text{Eh} = -0.42 \sim -0.64\text{ V}$ ,  $\text{pH} = 5.94 \sim 6.44$ , 这些特征都表明矿床形成于超浅成、相对偏氧化的弱碱性成矿环境。101-4 主矿体不同中段石英包裹体测温等温线图表明, 成矿流体的运移方向为自矿区南端深部流向矿区北端浅部, 运移方向与矿体的侧伏方向基本一致, 预示矿区南端深部还有很好的找矿前景。

**关 键 词:** 石湖金矿; 包裹体; 同位素; 成矿流体

**中图分类号:** P618.51      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1000-3657(2007)02-0335-07

石湖金矿位于河北省灵寿县陈庄镇, 是 20 世纪 80—90 年代勘探的冀西地区目前唯一的一个大型金矿床。大地构造位置处于华北地洼区冀晋地穹系山西地穹列阜平地穹<sup>[1]</sup>。很多学者对矿田构造<sup>[1-3]</sup>、矿床成因<sup>[3-4]</sup>、成矿规律<sup>[5-6]</sup>以及金的赋存状态<sup>[7-9]</sup>等方面做过大量的研究工作, 提出了一系列的观点和认识。以上研究主要局限于 101 号矿脉 19 线以北地表浅部, 对 13 线以南新揭露的矿化地段很少有科研单位对其进行研究, 笔者对石湖金矿的成矿流体特征进行了探讨, 重点研究了 101 矿带成矿流体的成分、矿质来源以及运移方向, 对该区深、边部接替资源的寻找具有一定的指导意义。

## 1 矿区地质

矿区赋矿地层为阜平群团泊口组, 岩性主要为一套由黑云母斜长片麻岩、斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、含矽线石的钾长浅粒岩以及大理岩等组成的中高级变质岩系。团泊口组含金平均达  $53.8 \times 10^{-9}$ , 为地壳丰度的 17.9 倍, 为区域背景值的 1.7 倍, 大多数研究者认为团泊口组是该区金矿形成的矿源层, 观点比较一致<sup>[3-4, 9]</sup>(图 1)。

矿区内构造发育, 主体构造格局为阜平造山运动形成的近 EW 向复式褶皱和断裂构造, 其次为燕山期形成的 NNW、SN、NE 和少量 EW、NW 向褶皱和断裂构造等, 其中

EW 向深部断裂构造为主要的控岩和导矿构造, SN 向、NW 向断裂构造为主要的控矿与容矿构造。主要控矿断裂经历过多次的活动, 不少断裂在成矿前就开始发育, 成矿期经历多次脉冲性活动, 而成矿后又出现复活, 所有矿脉均严格受断裂构造控制<sup>[10]</sup>。

区内出露的岩浆岩以中酸性花岗岩类为主, 形成时代为燕山期, 其中以麻棚岩体和赤瓦屋岩体出露面积最大, 麻棚岩体达到  $64.5\text{ km}^2$ , 岩体的产出受北冶—麻棚—杨家庄深大断裂控制明显。岩体与围岩阜平群地层呈侵入接触, 据原冶金工业部第一地质勘查局 520 队 K-Ar 法同位素测年分析, 该岩体的生成年龄为  $145\text{ Ma}$ <sup>①</sup>, 应为晚侏罗世岩浆活动产物。据张亚雄<sup>[10]</sup>研究, 岩体的成因类型为 I 型花岗岩, 其成岩物质来自下地壳或上地幔。按照肖庆辉<sup>[11]</sup>对中国大陆地壳生长方式的研究, 该区位于燕山造山带, 大陆生长方式为燕山式, 即对流地幔输入改造太古宙基底。

石湖金矿床位于麻棚岩体的 SE 接触带上, 岩体的侵入与成矿关系密切, 表现为一方面提供了部分成矿物质来源, 另一方面为成矿提供了流体和热源。

已有的研究工作表明, NW 向的 116 号脉, 近 SN 向的 101 号脉均已成为具中—大型规模的金矿脉。矿体就位的 101 号断裂破碎带位于石湖矿区中央, 全长  $3\ 200\text{ m}$ , 宽  $10\sim$

收稿日期: 2006-12-08; 改回日期: 2007-01-24

基金项目: 国家自然科学基金项目(2004BA615-02)和河北省灵寿县石湖金矿项目的联合资助。

作者简介: 刘伟, 男, 1969 年生, 博士生, 主要从事矿床地球化学研究; E-mail: liuweid5@sina.com。

① 原冶金工业部第一地质勘查局 520 队. 河北省灵寿县新开乡土石金矿区石湖矿段中间勘探地质报告, 1990.

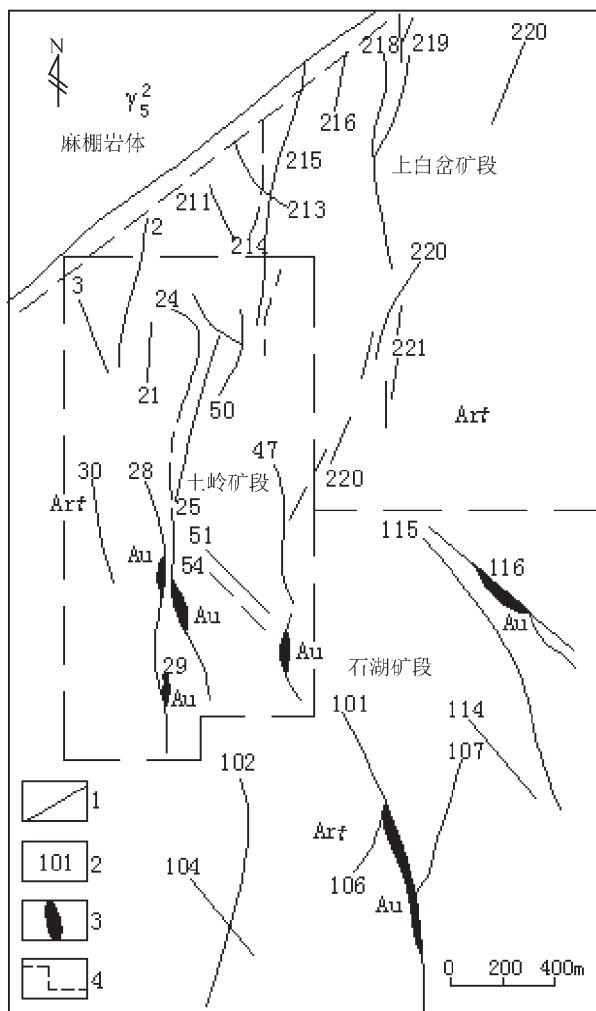


图1 石湖金矿区地质略图

(据原冶金 520 队, 1986)

Art—太古界阜平群团泊口组片麻岩;  $\gamma_2^2$ —燕山期花岗闪长岩体; 1—压扭性断裂带; 2—含金石英脉及编号; 3—金矿体; 4—矿区边界

Fig.1 Geological sketch map of the Shihu gold field (from the former No. 520 Geological Party, MID, 1986)

Art—Gneiss of the Tuanpokou Formation of the Archean Fuping Group;  $\gamma_2^2$ —Yanshanian granodiorite; 1—Compresso-shear fault belt; 2—Gold-bearing quartz veins and its number; 3—Gold orebody; 4—Mining area boundary

40 m, 走向 330~360°, 倾向东, 倾角 55~80°, 几个主要矿体如 101-4、101-2 都赋存在该断裂破碎带中, 在空间上与石英闪长玢岩脉相伴产出。由于矿体严格受断裂破碎蚀变带控制, 在平、剖面上矿体的形态大多呈扁豆状、似层状、脉状。单个矿体沿走向和倾向均有膨大缩小、尖灭再现和分支复合现象。矿体具有向南侧伏的规律, 侧伏角约为 40°, 目前 220、260 中段向南已掘进至 33 线, 矿化连续性好。

矿石成分复杂, 主要金属矿物有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、斑铜矿、磁铁矿、自然金、银金矿、金银矿、自然银

等; 非金属矿物主要为石英、绢云母、绿泥石、方解石、重晶石和高岭土等。常见的矿石结构有自形晶粒状结构、半自形-他形粒状结构、侵蚀结构、交代残余结构、压碎结构、包含结构以及乳滴结构等。矿石构造包括块状构造、浸染状构造、角砾状构造、斑点状构造、细脉状构造和多孔状构造等。

与金矿化密切相关的围岩蚀变类型十分广泛, 主要有硅化、黄铁绢英岩化、绢云母化、钾长石化、绿泥石化以及局部的碳酸盐化和高岭土化等。

## 2 成矿流体特征

### 2.1 流体包裹体的类型和成分

本次采集了矿石中成矿期的烟灰色石英进行包裹体特征研究, 发现石英矿物包裹体普遍较小, 大小在 5~15  $\mu\text{m}$ , 包裹体的形态主要为不规则状、长条状、滴状, 数量较多, 呈无序分布。包裹体的类型有气体包裹体、气液包裹体和含  $\text{CO}_2$  (气相+液相) 的气液包裹体 (图 2), 其中以气液包裹体为主。

为了研究包裹体气液相成分, 本次采集了 101-4 矿体不同深度范围 (400~180 m 标高) 的含金石英脉矿石共计 5 件样品进行分析 (表 1), 研究结果表明成矿流体具如下特征:

(1) 气相成分中  $\text{H}_2\text{O}$  (气) 占绝对优势, 平均达  $3.068 \times 10^{-6}$ , 反映当时成矿流体中富含水, 由于矿体的形态主要呈脉状和似层状, 具侧伏现象, 而且矿体的围岩蚀变主要为硅化和黄铁绢英岩化, 两者皆为最常见的热液交代蚀变岩石, 因而成矿以热液充填交代为主。成分中无  $\text{O}_2$ , 富含  $\text{CO}_2$  和  $\text{CH}_4$ 、 $\text{C}_2\text{H}_6$  等挥发分, 表明成矿环境为还原环境, 而且生物参与了成矿作用<sup>[12]</sup>。

(2) 包裹体液相成分中阴离子以  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{NO}_3^-$  为主, 不含  $\text{F}^-$ , 阳离子以  $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  为主, 少量  $\text{Mg}^{2+}$ , 成矿流体为  $\text{K}^+$ - $\text{Na}^+$ - $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{SO}_4^{2-}$ - $\text{NO}_3^-$ - $\text{Cl}^-$  体系。成矿流体的  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  和  $\text{Cl}^-/\text{F}^-$  可以作为判别流体来源的一个标志<sup>[13-14]</sup>, 一般情况下, 岩浆热液  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  小于 1, 经计算, 上述样品  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  之比为 0.6~0.9, 平均 0.8, 具岩浆热液特征。而当  $\text{Cl}^-/\text{F}^-$  比值大于 1 时反映属地层流体 (或天然雨水) 的特征, 上述样品中均不含  $\text{F}^-$ , 表明有地层流体的加入。因此可以得出, 成矿流体为以岩浆热液为主包含有大气水的混合流体。

(3)  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{O}$  的比值是反映成矿构造环境的一个重要参数,  $\text{CO}_2$  在流体中的溶解度随着压力的增加而增加, 当压力减小时,  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  比值将逐渐降低。经计算,  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  的比值变化范围较大, 大的达 0.25, 小的仅为 0.04, 表明成矿的构造环境具有较大的差异性。

(4) 因所采样品均为烟灰色石英, 其流体组分代表的是主成矿期流体的组分, 从表 1 可知,  $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$ , 由于  $\text{SO}_4^{2-}$  含量反映的是介质中与金迁移有密切联系的  $\text{HS}^-$  的数量<sup>[15]</sup>, 因此可以推测, 金的运移主要以硫氢络合物的形式迁移, 氯络合物次之。

### 2.2 成矿流体的氢、氧、碳、硫同位素特征

据牛树银等<sup>[16]</sup>引用河北省燕郊队资料, 石湖矿区 8 件石

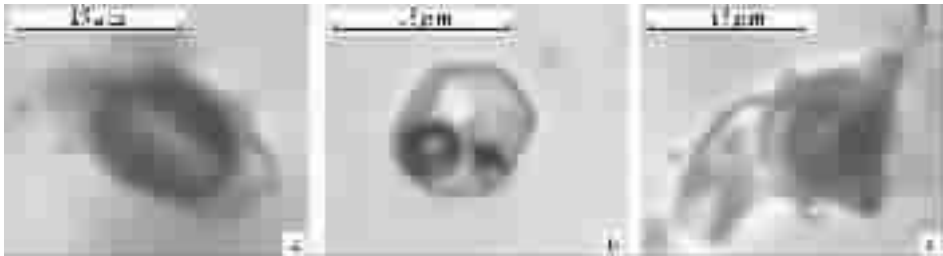


图 2 流体包裹体显微照片  
a—气体包裹体;b—气液包裹体;c—含 CO<sub>2</sub>(气相+液相)的气液包裹体  
Fig.2 Photomicrographs of fluid inclusions  
a—Gas inclusion;b—Gas—liquid inclusion;c—Gas—liquid inclusion containing CO<sub>2</sub>(gas phase + liquid phase)

表 1 石英矿物包裹体气液相化学成分  
Table 1 Chemical composition of the gas and liquid phases of mineral inclusions of quartz

样号 矿物	气相成分/10 <sup>-6</sup>									液相成分/10 <sup>-6</sup>											
	H <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	H <sub>2</sub> O	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Li <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	
K45 石英	1.156	无	痕	14.453	无	无	316.681	5.295	4782	无	18.588	30.971	无	124.235	无	37.573	痕	52.103	痕	10.279	
K59 石英	3.338	无	痕	12.328	无	无	423.857	无	1698	无	8.729	23.805	无	21.403	无	25.813	痕	31.917	1.094	15.74	
K65 石英	1.459	无	痕	13.865	无	无	381.575	10.821	2778	无	8.774	28.952	无	97.678	无	31.143	痕	41.333	3.143	17.059	
K90 石英	1.448	无	0.053	4.134	无	无	210.615	25.985	2362	无	4.503	21.94	无	184.703	无	26.627	痕	45.125	5.117	13.746	
K100 石英	2.935	无	痕	5.809	无	无	131.421	12.072	3720	无	5.831	32.648	无	130.225	无	30.366	痕	33.887	2.718	15.592	

注:由中南大学地质研究所万芳测试;气相成分由美国 Varian-3400 型气相色谱仪分析,液相成分由美国 DX-120 Ion Chromatograph 仪器分析。

表 2 101 号脉硫同位素组成  
Table 2 Sulfur isotopic composition of vein 101

实验室编号	样号	采样位置	测定矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	附注
405358	R1	101-4 矿体 480 中段 2 线	黄铁矿	+2.21	
405359	R2	101-4 矿体 300 中段 0—1 线	黄铁矿	+2.20	平均值: 1.40
405360	R3	101-2 矿体 260 中段 17 线	黄铁矿	+2.36	极差: 4.51
405361	R4	101-4 矿体 220 中段 27 线	黄铁矿	+2.36	标准差: 1.99
405362	R5	101-4 矿体 220 中段 7 线	方铅矿	-2.15	

注:由国土资源部中南矿产资源监督检测中心钟明正测试;检测仪器:气体质谱计;检测温度:20℃;检测湿度:30%。

英样品的  $\delta\text{D}$  值平均为  $-85\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值平均为  $3.85\text{‰}$ , 将其投影到  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  图解中,落在岩浆水的左下方,距离变质水和大气降水较远,说明成矿流体具多源的特征,主要来源于岩浆热液,兼有部分大气水的加入。

杨殿范等<sup>[4]</sup>对矿化蚀变破碎带中的碳酸盐矿物作过碳同位素的测定,  $\delta^{13}\text{C}$  值变化范围为  $-4.29\text{‰}\sim-5.90\text{‰}$ , 平均值  $-4.91\text{‰}$ , 与世界岩浆碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  值 ( $-4.0\text{‰}\sim-7.5\text{‰}$ , 平均  $-5.1\text{‰}$ ) 十分接近, 卢欣祥等<sup>[17]</sup>研究认为岩浆或地幔源的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-5.0\text{‰}$ , 由于矿石中基本上未见碳酸盐矿物与石墨共生, 因此碳酸盐的碳同位素组成, 可近似看作是成矿流体的总碳同位素组成, 由此表明石湖金矿成矿流体中的碳主要为深部岩浆或地幔来源。

在 101 号脉矿体中不同部位采集了 4 件黄铁矿和 1 件方铅矿的硫同位素样品进行了分析(表 2), 其特征如下:

(1) 硫同位素变化范围较窄,  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-2.15\text{‰}\sim+2.36\text{‰}$ , 平均值 1.40, 极差值 4.51, 标准差值 1.99。

(2) 黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$  变化范围很小, 相对于陨石硫来说, 略富  $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ , 属正向偏离。

(3) 说明成矿流体中硫同位素组成具有相当的均一性, 结合麻棚岩体为 I 型壳幔重熔型的特征, 矿石硫的来源应来自深部地幔, 由此也反映了成矿流体主要是岩浆热液来源。

2.3 成矿流体的运移方向

通过系统测定主矿体各部位的矿物包裹体温度, 可以获得主矿体成矿温度的变化趋势, 这种变化趋势能指示成矿流

体的运移方向,由此可以研究矿体的侧伏规律,指导矿床深部和边部找矿预测<sup>[6]</sup>。

本次研究选择了矿区规模最大的 101-4 矿体作为研究对象,分别在矿体中段 600、560、520、480、440、400、350、300、260、220 和 180 勘探线(线距 50 m)进行了系统的测温采样,

采样间隔基本等距,一共采集了 53 件样品。采集的样品均为含烟灰色石英的金矿石,室内破碎至 40~60 目,然后在显微镜下挑选与成矿关系密切的烟灰色石英约 0.1 g,采用爆裂法进行测温,测试结果见表 3。

据测试结果编制的矿体垂直等温线图(图 3),从图上可

表 3 石英矿物包裹体测温结果

Table 3 Results of microthermometric measurements of mineral inclusions of quartz														
样号	中段	勘探	爆裂	均一温	样号	中段	勘探	爆裂温度	均一温度	样号	中段	勘探	爆裂	均一温度
		线号	温度(℃)	度(℃)			线号	(℃)	(℃)			线号	温度(℃)	(℃)
T1	600	7-9	376		T19	400	3	343		T37	260	11	362	
T2	600	5	373		T20	400	7-9	326		T38	260	15	373	
T3	600	0	378		T21	400	11	326		T39	260	19	365	
T4	600	4	348		T22	400	13	348	306	T40	260	23	365	
T5	560	3	376		T23	350	3	318		T41	260	27	355	313
T6	560	5-7	373		T24	350	11	311		T42	260	29	358	
T7	560	11	378		T25	350	13	338		T43	220	1	360	
T8	520	7	378		T26	350	21-23	373	305	T44	220	5	371	
T9	520	11	294		T27	300	3	365		T45	220	9	324	
T10	480	4	332		T28	300	3	360		T46	220	15	338	
T11	480	0	343		T29	300	7	338		T47	220	19	371	
T12	480	3	332		T30	300	13	362	317	T48	220	23	365	
T13	480	7	330		T31	300	15	350		T49	220	27	335	
T14	480	9	330		T32	300	19	326		T50	180	5	324	
T15	440	3	373		T33	300	25	346		T51	180	9	332	319
T16	440	7	368	300	T34	300	27	362		T52	180	13	355	
T17	440	5	378		T35	260	0-1	346		T53	180	15	346	
T18	400	0	373		T36	260	5	368						

注:爆裂温度由中国科学院地质与地球物理研究所谢弈汉分析;测试仪器:DT-4 型矿物包裹体爆裂测温仪;测温精度为±2℃。均一温度由中国科学院与贵阳地球化学研究所胡斌分析;测试仪器:英国产 Linkam THMSG600 型(-196~+600℃)冷热台;测温精度为±0.5℃。

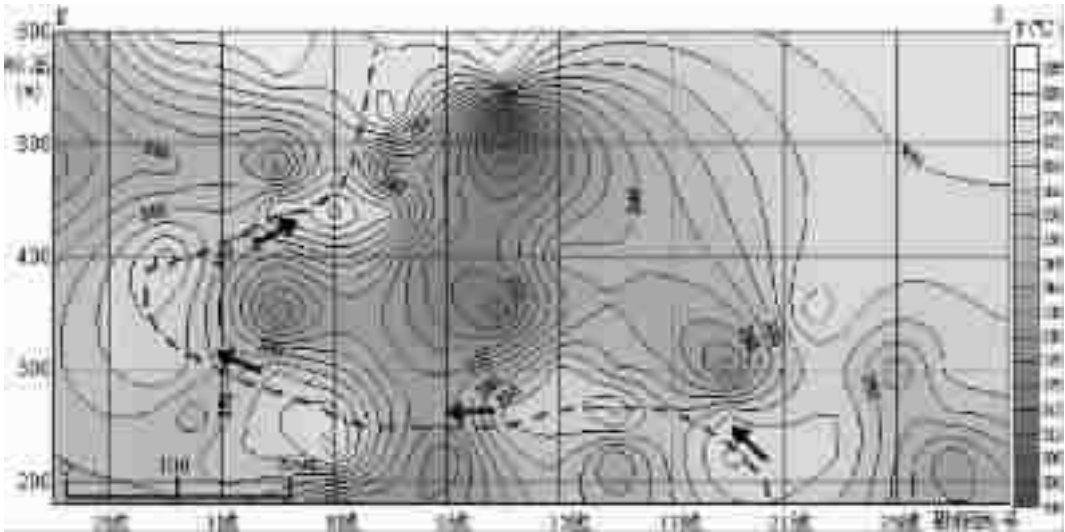


图 3 101-4 矿体垂直等温线图  
(图中虚线表示成矿流体可能的运移通道,箭头指示成矿流体运移方向)

Fig.3 Vertical isotherm diagram of orebody 101-4  
(Dashed lines stand for the possible migration passageway and arrows stand for the direction of migration of ore-forming fluids)



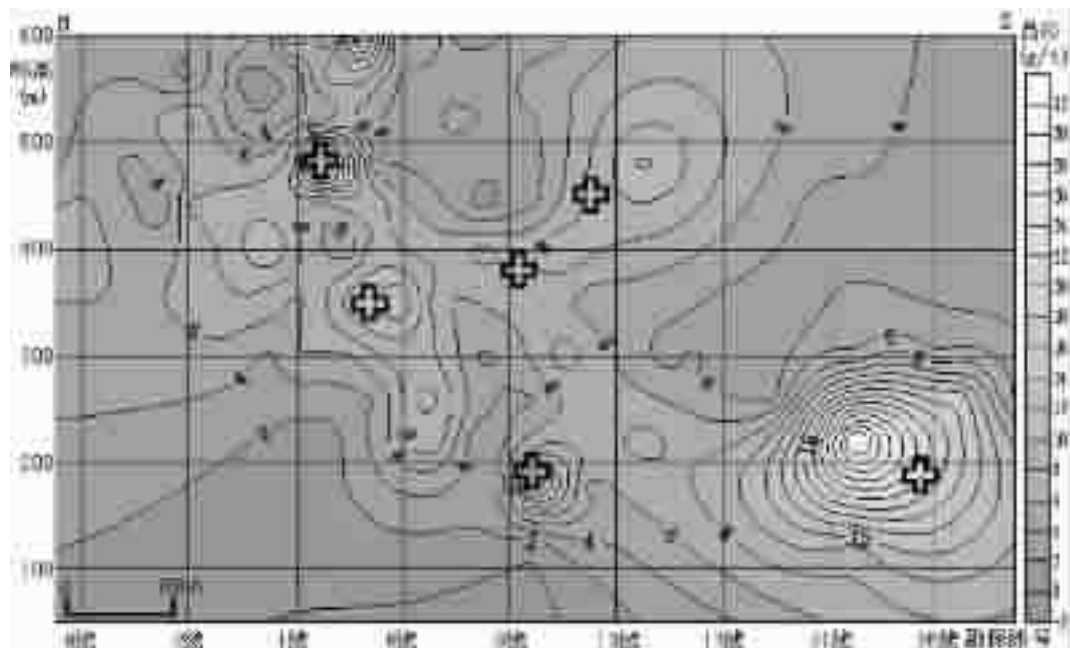


图 4 101-4 矿体 Au 品位等值线图  
(图中“+”字对应成矿温度较低区)  
Fig.4 Au grade contours of 101-4 orebody  
(Symbol “+” corresponds to the lower ore-forming temperature field)

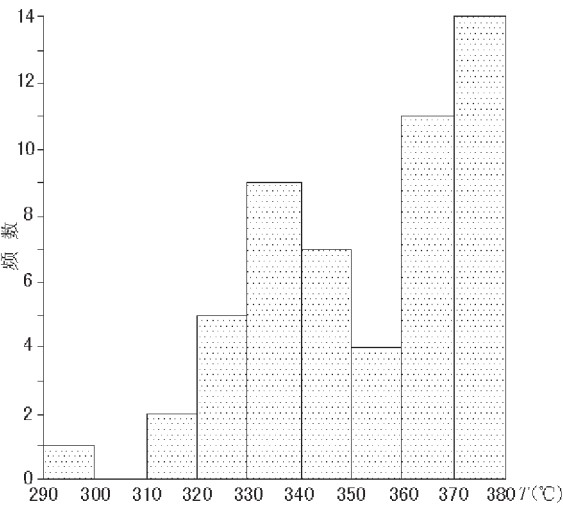


图 5 石英包裹体爆裂温度频数直方图  
Fig.5 Frequency histogram of decrepitation temperatures of quartz inclusions

看出,高温区的连线大致呈一条曲线,自矿区南端深部往北端浅部蜿蜒,而成矿流体运移的主通道一般都是温度相对较高的地方,因此推断图中虚线为 101-4 矿体可能的成矿流体运移主通道。根据温度的变化趋势可以判断矿液是由南向北运移,自深部流向北部的麻棚岩体。在矿液向北运移的同时,不断向断裂带附近的低压区扩散,经与矿体品位等值线图(图 4)对比,温度较低区域一般是矿化较富集的部位(图 4 中

“+”字对应图 3 中成矿温度较低区)。一般认为<sup>[15-17]</sup>,矿体的侧伏与成矿时的矿液流动方向密切相关,由此也可以很好地解释 101 号脉矿体具向南侧伏的原因,对石湖金矿深边部找矿预测工作具有实际的指导意义。

2.4 成矿物理化学环境

2.4.1 成矿温度

本次研究主要采用均一法和爆裂法对 101-4 矿体矿石中的石英包裹体进行了测试(表 3),经热台测定,获得包裹体测试均一温度为 300~319℃,平均温度为 310℃,获得包裹体测试爆裂温度为 294~378℃,平均温度为 352℃。由于测试方法不同,所测试的结果也不同,但通常测得爆裂温度均高于均一温度,说明爆裂温度代表了矿物结晶形成时的上限温度。

本次所测试的结果均高于杨殿范等<sup>[4]</sup>所测的石湖金矿主成矿期的形成温度(190~290℃),应属中温成矿。从温度频数直方图(图 5)上可以看出,数据分别集中在 320~350℃和 360~380℃两个区域内,由此可反映石湖金矿 101 号矿脉主成矿期大致分为两个阶段。

2.4.2 成矿压力

据陈锦荣<sup>[3]</sup>获得石湖金矿区的成矿压力为 20.3 MPa,按地面向下 27 MPa/km 增压率计算<sup>[18]</sup>,矿区的成矿深度约为 0.75 km,因此本研究区成矿属于超浅成条件。

2.4.3 氧逸度、氧化还原电位、酸碱度

据陈锦荣<sup>[3]</sup>获得,石湖金矿成矿时期的氧逸度为  $\lg f_{O_2} = -39.95$ ,氧化还原电位 Eh 为 -0.42~-0.64V。酸碱度 pH=5.94~

6.44,而 300℃时纯水的中性点为 5.39,据此推断矿质沉淀时为相对偏氧化的弱碱性环境。

### 3 结 论

通过对石湖金矿包裹体气液相成分分析,成矿流体富含 CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>O(气)和 CH<sub>4</sub>、C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> 等挥发分,液相成分中阴离子以 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>为主,不含 F<sup>-</sup>,阳离子以 K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>为主,少量 Mg<sup>2+</sup>,成矿流体属 K<sup>+</sup>-Na<sup>+</sup>-Ca<sup>2+</sup>-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Cl<sup>-</sup>体系。

硫、碳同位素分析显示硫、碳来源于地幔,氢氧同位素分析则显示成矿流体是岩浆热液和大气水的混合流体。

6 个均一温度变化范围为 300~319℃,平均为 310℃,显示为中温成矿,53 个爆裂法测温数据主要集中在 320~350℃和 360~380℃两个区域,反映成矿期大致分为两个阶段;成矿压力为 20.3 MPa,成矿深度为 0.75 km,lgf<sub>O2</sub>=-39.95,Eh=-0.42~-0.64V,pH=5.94~6.44,表明矿床形成于超浅成、相对偏氧化的弱碱性成矿环境。

101-4 主矿体不同中段石英包裹体测温等温线图(图 3)表明,成矿流体的运移方向为自矿区南端深部流向矿区北端浅部,运移方向与矿体的侧伏方向基本一致,预示矿区南端深部还有很好的找矿前景,对石湖金矿深边部找矿预测工作具有指导意义。

### 参考文献(References):

[1] 张亚雄,陈松岭,彭省临,等.河北灵寿县土岭-石湖金矿田控矿构造研究[J].大地构造与成矿学,1996,20(1):71-80.  
Zhang Yaxiong, Chen Songling, Peng Shenglin, et al. Study on the gold ore structural controlling over TS ore-field,Lingshou,Hebei province [J]. Geotectonical et Metallogenia,1996, 20 (1):71-80(in Chinese with English abstract).

[2] 牛树银,李红阳,孙爱群,等.幔枝构造理论与找矿实践 [M].北京:地震出版社,2002.  
Niu Shuyin, Li Hongyang, Sun Aiqun, et al. Mantle Branch Structure Theory and Exploration Prattice[M]. Beijing:Seismological Press,2002(in Chinese).

[3] 陈锦荣.太行山北段土岭-石湖金矿床地质特征及成因 [J].黄金地质科技,1993,(4):10-16.  
Chen Jinrong. Geological characteristics and genesis of The TS gold deposit in the north of Taihangshan area[J]. Gold Geological Science and Technology, 1993, (4):10-16(in Chinese with English abstract).

[4] 杨殿范,李高山,贾克实,等.太行山区土岭、石湖金矿床成矿条件及成因探讨[J].长春地质学院学报,1991,21(1):47-53.  
Yang Dianfan, Li Gaoshan, Jia Keshi, et al. Study on the ore-forming conditions and genesis of Tuling and Shihu gold deposit in the Taihang mountain region[J]. Journal of Changchun University of Earth Science, 1991,21(1):47-53(in Chinese with English abstract).

[5] 张亚雄,朱惠超,陈松岭,等.石湖金矿成矿规律与找矿预测[J].中南工业大学学报,1995,26(5):570-574.  
Zhang Yaxiong, Zhu Huichao, Chen Songling, et al. Researches on

the metallogenic regularities of the Shihu gold ore deposit and its exploration prospect [J]. Journal of Central South University of Technology(Natural Science),1995, 26(5):570-574(in Chinese with English abstract).

[6] 杨殿范,李高山,贾克实.河北石湖金矿区控矿构造特征与成矿预测[J].河北地质学院学报,1992,15(5):516-520.  
Yang Dianfan, Li Gaoshan, Jia Keshi. The analysis of constraint character to ore deposit and forecasting of ore-forming in Shihu gold mine, Hebei Province [J]. Journal of Heibei College of Geology, 1992, 15(5):516-520(in Chinese with English abstract).

[7] 张步升,王守一,李金海.石湖金矿床特征及金的赋存机理研究[J].贵金属地质,1997,6(3):183-187.  
Zhang Busheng,Wang Shouyi,Li Jinhai. Characterisics of deposit and occurrence of gold in Shihu gold deposit [J]. Journal of Precious Metallic Geology, 1997, 6(3):183-187(in Chinese with English abstract).

[8] 崔艳合.土岭-石湖金矿床中黄铁矿的成分特征及其找矿意义[J].岩石矿物学杂志,1993,12(4):371-381.  
Cui Yanhe. Chemical composition of pyrite from the Tuling-Shihu gold district and its genetic significance [J]. Acta Petrologic et Mineralogic, 1993, 12(4):371-381(in Chinese with English abstract).

[9] 杨殿范,刘荣访,李高山,等.太行山区土岭、石湖金矿区地球化学及其找矿标志[J].吉林地质,1991,4:70-78.  
Yang Dianfan, Liu Rongfang, Li Gaoshan, et al. The geochemical characteristics of the Tuling and Shihu gold mines in the Taihang mountain area and the indicators for prospecting for mineral deposits [J]. Geology of Jilin, 1991, 4:70-78(in Chinese with English abstract).

[10] 张亚雄,胡祥昭.麻棚岩体特征及其与金矿成因关系研究[J].中南矿冶学院学报,1994,25(3):275-281.  
Zhang Yaxiong, Hu Xiangzhao. Research on the characteristics of Mabeng granitic intrusion and its contribution to the gold ore metallogeny[J]. Journal of Central South Institute of Mining and Metallurgy, 1994, 25(3):275-281(in Chinese with English abstract).

[11] 肖庆辉,邱瑞照,邓晋福,等.中国花岗岩与大陆地壳生长方式初步研究[J].中国地质,2005,32(3):343-351.  
Xiao Qinghui, Qiu Ruizhao, Deng Jinfu, et al. Granitoids and continental crustal growth modes in China [J]. Geology in China, 2005, 32(3):343-351(in Chinese with English abstract).

[12] 齐文,候满堂.镇旬矿田泥盆系和志留系铅锌矿的成矿地质条件分析[J].中国地质,2005,32(3):452-462.  
Qi Wen, Hou Mantang. Metallogenic conditions of Devonian-Silurain lead-zinc deposits in the Zhenxun ore field[J]. Geology in China, 2005, 32(3):452-462(in Chinese with English abstract).

[13] 卢焕章,李乘伦.包裹体地球化学[M].北京:地质出版社,1990:153-154.  
Lu Huanzhang, Li Binglun. Geochemistry of Fluid Inclusion[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990:153-154(in Chinese).

[14] 王莉娟,朱和平.新疆准噶尔盆地西缘哈图金矿成矿流体[J].中国地质,2006,33(3):666-671.  
Wang Lijuan, Zhu Heping. Ore-forming fluid of the Hatu gold deposit on the western margin of the Junggar basin, Xinjiang [J].

Geology in China, 2006,33 (3):666-671 (in Chinese with English abstract).

[15] 杨金中, 沈远超, 刘铁兵, 等. 山东蓬家乔金矿床成矿流体地球化学特征[J]. 矿床地质, 2000, 19(3):235-244.

Yang Jinzhong, Shen Yuanchao, Liu Tiebing, et al. Geochemical characteristics of ore-forming fluids in the Pengjiakuang gold deposit[J]. Mineral Deposits, 2000, 19(3):235-244(in Chinese with English abstract).

[16] 刘伟, 黄满湘, 欧阳玉飞. 广东河台金矿成矿流体特征[J]. 矿产与地质, 2005(5):469-474.

Liu Wei, Huang Manxiang, Ouyang Yufei. Characteristics of ore-forming fluids in Hetai gold deposit of Guangdong [J]. Mineral Resources and Geology, 2005(5):469-474(in Chinese with English abstract).

[17] 卢欣祥, 尉向东, 于在平, 等. 小秦岭—熊耳山地区金矿的成矿流体特征[J]. 矿床地质, 2003, 22(4):377-385.

Lu Xinxiang, Yu Xiangdong, Yu Zaiping, et al. Characteristics of ore-forming fluids in gold deposits of Xiaozhinling-Xiong'ershan area[J]. Mineral Deposits, 2003, 22(4):377-385 (in Chinese with English abstract).

[18] 刘文均, 郑容才. 花垣铅锌矿床成矿流体特征及动态[J]. 矿床地质, 2000, 19(2):173-181.

Liu Wenjun, Zhen Rongcai. Characteristics and movement of ore-forming fluids in the Huayuan lead-zinc deposit [J]. Mineral Deposits, 2000,19(2):173-181(in Chinese with English abstract).

Characteristics of ore-forming fluids of the Shihu gold deposit, western Hebei

LIU Wei<sup>1</sup>, DAI Ta-gen<sup>1</sup>, FU Wen-jie<sup>2</sup>, SUN Sang-dun<sup>1</sup>, HU Bin<sup>1</sup>

(1. School of Geoscience and Environmental Engineering, Central-South University, Changsha 410083, Hunan, China;  
2. Post-doctorate Scientific Research Workstation of Western Mining, Xining 810001, Qinghai, China)

**Abstract:** Analysis of the compositions of gas and liquid phases in quartz inclusions suggests that the ore-forming fluids in the Shihu gold deposit are a  $K^+-Na^+-Ca^{2+}-SO_4^{2-}-NO_3^--Cl^-$  system rich in organic volatiles such as  $CO_2$ ,  $H_2O$  and  $CH_4$  and  $C_2H_6$ . Analysis of sulfur and carbon isotopes shows that sulfur and carbon are derived from the mantle, and hydrogen and oxygen isotope analysis shows that the ore-forming fluids are a mixture of magmatic hydrothermal fluids and meteoric water. The average of six homogenization temperature data is 310°C, indicating mesothermal mineralization, and 53 data of decrepitation temperatures mainly cluster at two ranges, namely, 320-350°C and 360-380°C, which reveals that approximately two mineralization occurred. The ore-forming pressure was 20.3 MPa and the ore-forming depth was 0.75 km, with  $lgfO_2=39.95$ ,  $Eh=-0.42$  to  $-0.64V$  and  $pH=5.94$  to  $6.44$ -all these suggest that the deposit was emplaced in a near-surface, relatively oxidized and weakly alkaline ore-forming environment. The vertical isothermal diagram of quartz inclusions at different levels in orebody 101-4 suggests that the ore-forming fluids moved from south to north and from deep to shallow, with the direction of the fluid movement coinciding with the pitch direction of the orebody, implying that there are very good ore prospects at depths of the southern end of the mining area.

**Key words:** Shihu gold deposit; fluid inclusion; isotope; ore-forming fluid

**About the first author:** LIU Wei, male, born in 1969, doctor candidate, mainly engages in mineral deposit geochemistry; E-mail: liuweid5@sina.com.