

文章编号: 0258-7106(2012)03-0493-13

# 山西堡子湾-九对沟金(钼)矿区 岩石地球化学特征及其意义\*

龙灵利, 王玉往, 王京彬, 廖震, 张会琼, 唐萍芝

(有色金属矿产地质调查中心, 北京 100012; 中色地科矿产勘查股份有限公司, 北京 100012)

**摘要** 山西堡子湾金矿为一隐爆角砾岩型金矿, 新近在其南西 9 km 处的九对沟地区又发现了隐爆角砾岩型钼矿。堡子湾金矿与二长花岗岩(斑)岩成矿关系密切, 矿区二长花岗岩(斑)岩为过铝质钙碱性岩石,  $w(\text{SiO}_2)$  为 74.22%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为 0.88,  $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  为 3.32%, 铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为 1.97,  $\sigma$  为 0.35,  $\Sigma\text{REE}$  为  $66.4 \times 10^{-6}$ , 无明显 Eu 异常( $\delta\text{Eu} = 0.93$ )。九对沟钼矿则与流纹斑岩具成因联系, 该流纹斑岩为过铝质高钾钙性岩石,  $w(\text{SiO}_2)$  为 75.92%~77.0%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为 1.94~44.67,  $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  为 5.48%~7.4%, 铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为 1.35~1.65,  $\sigma$  为 0.91~1.61,  $\Sigma\text{REE}$  为  $80.6 \times 10^{-6}$ ~ $100.2 \times 10^{-6}$ , 具弱负 Eu 异常( $\delta\text{Eu} = 0.49$ ~ $0.74$ )。与成矿密切相关的两类岩石同位素地球化学特征[( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )初始比值为 0.703301~0.706664,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  为 -9.42~-19.39]显示: 它们可能来自 I 型富集地幔, 为同一源区岩浆演化而来的不同产物。氧化程度高、分异演化程度低的二长花岗质岩浆是形成堡子湾金矿床的重要控制因素, 而相对氧化程度低、分异演化程度高的流纹质岩浆与九对沟钼矿化密切相关。

**关键词** 地球化学 隐爆角砾岩型矿床 金钼矿床 山西堡子湾  
中图分类号 P618.51; P618.65 文献标志码 A

## Petro-geochemistry of Puziwan-Jiuduigou Au (Mo) ore district in Shanxi and its significance

LONG LingLi, WANG YuWang, WANG JingBin, LIAO Zhen, ZHANG HuiQiong and TANG PingZhi  
(China Non-ferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100012, China; Sinotech Mineral Exploration Co. Ltd., Beijing 100012, China)

### Abstract

The Puziwan gold deposit in Shanxi Province is a cryptoexplosive breccia type deposit. Recently, a cryptoexplosive breccia type Mo deposit was found in Jiuduigou district 9 km southwest of the Puziwan Au ore district. The Puziwan Au deposit is closely related to the monzonitic granite porphyry, which is peraluminous and shows a calc-alkaline trend with  $\text{SiO}_2$  content of 74.22%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  value of 0.88,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  content of 3.32%,  $A/\text{CNK}$  value of 1.97,  $\sigma$  value of 0.35, and REE content of  $66.4 \times 10^{-6}$ , having no obvious Eu anomaly ( $\delta\text{Eu} = 0.93$ ). The Jiuduigou Mo deposit has a genetic connection with the rhyolite porphyry, which is peraluminous and shows a high-K calc-alkaline trend with  $\text{SiO}_2$  content ranging from 75.92% to 77.0%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  values from 1.94 to 44.67,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  content from 5.48% to 7.4%,  $A/\text{CNK}$  values from 1.34 to 1.65,  $\sigma$  values from 0.91 to 1.61, and REE content ranging from  $80.6 \times 10^{-6}$  to  $100.2 \times 10^{-6}$ , characterized by weak nega-

\* 本文得到全国危机矿山接替资源找矿项目(200699105)的资助

第一作者简介 龙灵利, 女, 1979年生, 博士, 高级工程师, 主要从事矿床地质、地球化学研究工作。Email: longlingli799@163.com  
收稿日期 2011-08-31; 改回日期 2012-03-25。秦思婷编辑。

tive Eu anomaly ( $\delta\text{Eu} = 0.49 \sim 0.74$ ). The characteristics of isotopic geochemistry [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703301 \sim 0.706664$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -9.42 \sim -19.39$ ] show that they came from the source region of EM I and seemed to be different products of the same magmatic source. The monzonitic granitic magma with high oxidation degree and low differentiation index might have played an important controlling role in the formation of the Puziwan Au deposit. And the Jiuduigou Mo deposit has a close connection with the rhyolite magma characterized by low oxidation degree and high differentiation index.

**Key words:** geochemistry, cryptoexplosive breccia type deposit, Au (Mo) deposit, Puziwan in Shanxi

位于山西省阳高县境内的堡子湾隐爆角砾岩型金矿(Yan, 2000)是一个以金为主,伴生有银、铜及铅锌的多金属矿床。该矿床 111b + 122b 级资源量为 12.16 万吨, Au 金属量为 858 kg, 平均品位(质量分数,下同)为  $6.93 \times 10^{-6}$ 。

近年来,在堡子湾矿区西南的九对沟地区发现了隐爆角砾岩型钼矿。经工程揭露在 ZK1031 孔见钼矿体视厚度为 2.30~23.60 m, 钼品位为 0.030%~0.054%, 钼矿化呈脉状、细脉状、网脉状产出。

前人对堡子湾金矿区的矿床地质特征、矿床地球化学特征、成矿年代学、矿床成因、成矿模式及隐爆机制等(李景云等, 1996; 张北廷等, 1997; Yan, 2000; 张文亮等, 2001; 朱翠伊等, 2002; 郭淑芳, 2003; 吴保全, 2003; 何云龙等, 2008)进行了大量的研究,取得了一定的认识,但对九对沟钼矿尚缺少报道和研究。本文在前人研究基础上,对该区与成矿有关的岩体进行了岩石地球化学及同位素地球化学的研究,并对成矿关系进行了探讨。

## 1 成矿地质背景

研究区位于华北地台北缘,内蒙古地轴的古老变质岩中,北邻中亚增生型造山带。在长期的地质演化过程中,区域上经历了 2 次强烈的改造。晚太古宙强烈的构造-岩浆活动导致中高级区域变质和中层次构造作用的发生,形成了古老的结晶基底和基本构造格架。古元古代地壳活动不断减弱,新元古代华北地台进入稳定发展阶段,一直持续到古生代末期。第二次强烈活动表现为中生代构造-岩浆活动,第一阶段在二叠纪末期,由于西伯利亚板块与华北板块强烈碰撞形成了 NEE 向构造-岩浆岩带,控制着与印支期花岗岩和碱性、偏碱性岩类有关金、银、多金属成矿带。第二阶段由于太平洋板块向华北板块的俯冲,在已有的构造基础上叠加了以 NNE

向为主的断裂,形成了本区网格状构造-岩浆多金属成矿带。本区即位于 NEE 向多金属成矿带的次级断裂-岩浆岩带内的隐爆角砾岩体中。

本区一级构造为阳高山前断裂破碎带和采凉山断裂,受其影响形成了九对沟-胡窑张扭性次级破碎带。该次级破碎带从西到东总体走向为  $80 \sim 90^\circ$ , 向南倾,倾角  $70 \sim 75^\circ$ , 控制了海西期末—印支期火山-侵入岩浆活动的范围,是本区主要控矿、控岩构造。研究区含矿隐爆角砾岩体即分布于该带内(图 1)。

区内地层主要为太古界集宁群麻粒岩,局部有侏罗系流纹岩出露,其他地区被新生代沉积物覆盖。

研究区岩浆岩发育,以海西期—燕山期为主。北部出露燕山期西施沟花岗岩,南部发育印支期九对沟-胡窑石英二长(斑)岩-二长花岗(斑)岩(角砾岩)岩带(247.3 Ma, 山西省地质矿产局, 1989; 245.9 Ma, 朱翠伊等, 2002)。岩带内从西到东,分布有九对沟隐爆角砾岩体、堡子湾隐爆角砾岩体及胡窑石英二长岩体。此外,还发育吕梁期辉绿岩以及海西期—燕山期正长斑岩、石英斑岩、流纹斑岩和花斑岩。

## 2 矿床特征

### 2.1 堡子湾金矿区

堡子湾二长花岗质角砾岩体东西长 2 km, 南北宽约 1.2 km, 总体走向  $78^\circ$ , 向南倾。角砾大小悬殊,有的达数十至百余厘米,多呈棱角状。胶结物成分与主岩角砾成分基本相同,主要为晶屑、浆屑等。

矿化产于隐爆角砾岩中,矿化带延长 800 m, 出露宽 30~100 m, 控制延深 410 m, 由 3 个矿体组成, 从北到南依次为 2 号、1 号、3 号矿体。矿体产于隐爆角砾岩体内及其与围岩的接触带,产状与隐爆角砾岩体基本一致,呈 NEE 向展布,空间上与二长花岗(斑)岩关系密切。在垂向上,由上到下矿床具有

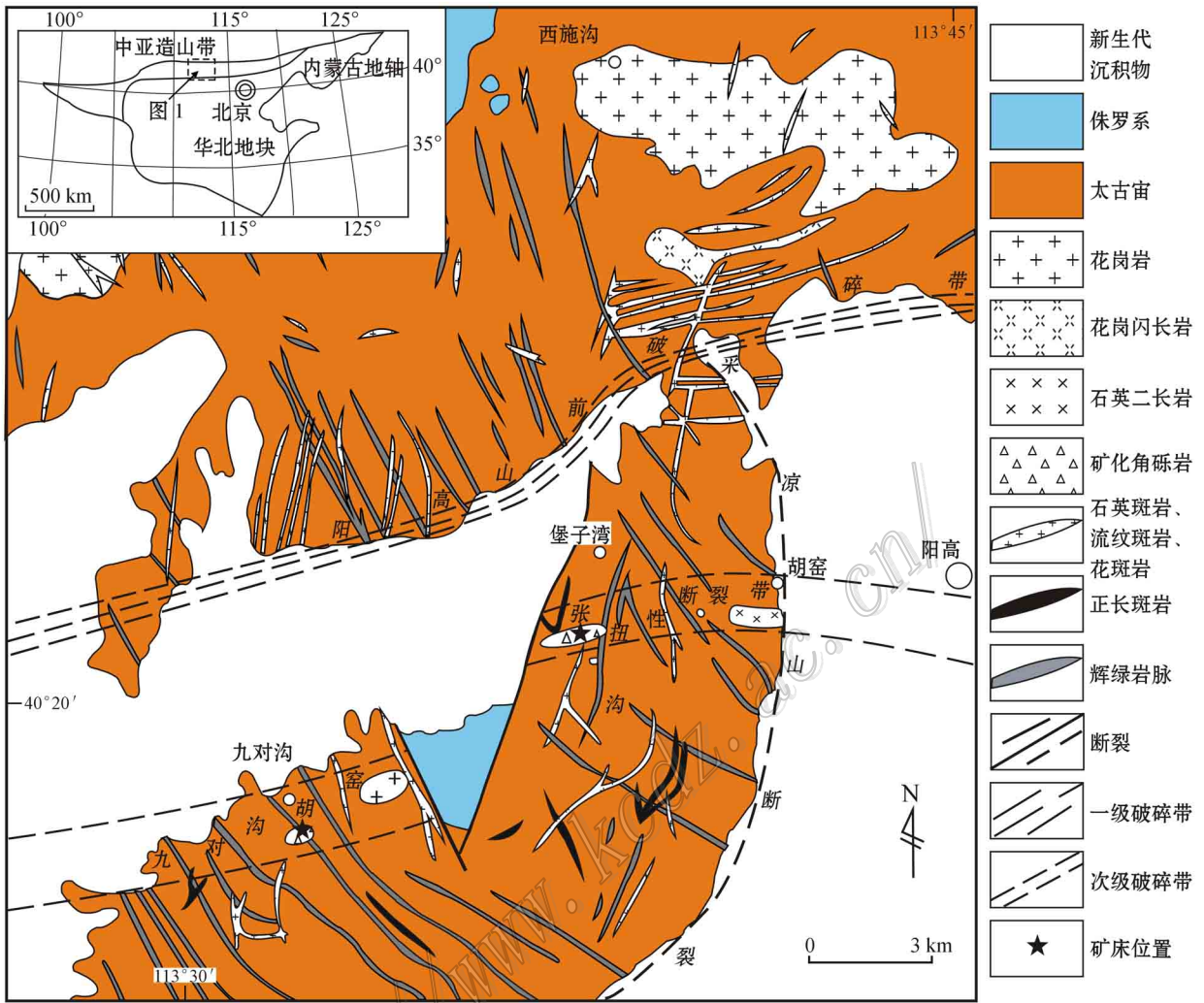


图 1 堡子湾-九对沟地区地质简图(据山西省地质矿产局, 1989; 山西省地质局, 1969)

Fig. 1 Simplified geological map of Puiziwan-Jiuduigou area (after Shanxi Bureau of Geology and Mineral Resources, 1989; Geological Bureau of Shanxi, 1969)

明显的分带：浅部矿体充填在隐爆角砾岩体顶部的放射状裂隙中，平面上呈透镜状、剖面上呈楔状，矿体厚大；深部矿体充填于角砾岩体的脉状裂隙中，呈薄脉状(朱翠伊等, 2002; 郭淑芳, 2003)。矿体中心以块状、团块状硫化物型矿石为主，伴有稠密浸染状矿石，向外逐渐过渡为稀疏浸染状，且矿体矿脉密度逐渐降低，脉幅由大变，矿化强度减弱(冯学刚等, 1999)。

矿石具交代、交代残余、包含和固溶体分离结构，角砾状、浸染状、细脉状、网脉状、蜂窝状、团块状和块状构造等。

金矿物主要为银金矿、自然金，以晶隙金为主，其次为裂隙金，包裹金所占比例很小，主要嵌布于黄

铁矿、褐铁矿、黄铜矿、含砷硫化物、石英及方铅矿内。金与黄铁矿关系最密切，绝大多数包裹金、裂隙金均镶嵌于黄铁矿中。

### 2.2 九对沟钼矿区

九对沟隐爆角砾岩体在区内出露有 3 处，由北向南依次为马牙石山隐爆角砾岩、九对沟隐爆角砾岩和饮牛沟隐爆角砾岩。从宏观地质特征推测它们可能为同一角砾岩体，走向大体为南北向，倾向南西或西，倾角较陡。含钼角砾岩体强烈绢云母化、碳酸盐化。角砾成分以肉红色流纹斑岩为主，此外可见长英质霏细岩、石英二长岩、闪长岩、花岗岩等角砾；胶结物主要为石英、白云石、白云母、辉钼矿等。在钼矿体周边有肉红色流纹斑岩岩体出露，推测为含

矿母岩。

2003年至2004年地勘公司施工的坑探及钻探工程揭露,在该矿区2线剖面共发现有10层钼矿体和6层金矿体。其中,钼矿体厚为1.10~28.90 m,钼品位为0.030%~0.095%,呈脉状产出,产状110°~145°,∠60°~75°。103线经ZK1031号工程揭露,在井深21.20~379.60 m处全部为角砾岩体,且其内有6层金矿体和5层钼矿体。其中,钼矿体见矿视厚度为2.30~23.60 m,钼品位为0.030%~0.054%,以辉钼矿的形式产出,主要与石英、白云石、白云母、黄铁矿(偶见黄铜矿)等一起作为胶结物胶结角砾。辉钼矿主要与白云母(绢云母)一起分布在石英脉壁上,也有部分为纯辉钼矿脉分布于角砾中。

### 3 分析方法

本次研究分别在金、钼矿区采集了二长花岗岩(斑)岩、灰白色流纹斑岩、肉红色流纹斑岩石样品,并在研究区北部采集了花岗岩岩石样品。结合显微镜下观察,尽量选择较新鲜的样品按常规方法进行碎样。

所有分析测试均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。主量元素分析在菲利普PW2404X-射线荧光光谱仪用融片法,CO<sub>2</sub>用电位法,H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>和H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>用重量法,FeO用容量法分析完成;微量元素和稀土元素分析采用In内标溶液、ICP-MS法完成,分析结果见表1。同位素分析采用

表1 研究区岩石主量元素、稀土元素和微量元素地球化学数据表  
Table 1 Major elements, rare earth elements and trace elements of rocks from the study area

组分	堡子湾金矿区		九对沟钼矿区		胡窑	西施沟北	
	二长花岗岩 (斑)岩 PZW-1	流纹斑岩 PZW-3	流纹斑岩 JDG-11	流纹斑岩 JDG-16	石英二长岩 HY-01	中粗粒 花岗岩 NX-10	中细粒 花岗岩 NX-11
	$w(B)/\%$						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.26	13.89	13.05	12.78	15.20	14.59	11.68
SiO <sub>2</sub>	74.22	76.91	77.00	75.92	69.55	72.21	77.88
CaO	0.90	0.28	0.15	0.97	1.33	1.32	0.59
K <sub>2</sub> O	1.55	5.28	4.88	5.36	5.40	4.67	4.63
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.034	0.075	0.051	0.14	0.17	0.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	3.36	0.98	1.00	1.14	2.19	1.46	0.86
MgO	0.33	0.37	0.089	0.57	0.61	0.28	0.084
Na <sub>2</sub> O	1.77	0.10	2.52	0.12	5.01	5.01	3.95
MnO	0.015	0.022	0.04	0.014	0.038	0.045	0.025
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.022	0.011	0.0089	0.11	0.077	0.019
FeO	0.10	0.20	0.10	0.20	0.55	0.30	0.15
LOI	4.66	2.16	1.19	3.10	0.42	0.16	0.18
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3.32	5.38	7.40	5.48	10.41	9.68	8.58
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O*	0.88	52.80	1.94	44.67	1.08	0.93	1.17
σ*	0.35	0.85	1.61	0.91	4.08	3.21	2.11
A/CNK*	1.97	2.17	1.35	1.65	0.92	0.93	0.93
A/NK*	2.67	2.36	1.38	2.13	1.08	1.10	1.01
DI	79.97	87.04	93.36	84.45	90.99	92.64	97.12
OX	0.67	0.49	0.44	0.49	0.49	0.50	0.52
	$w(B) \times 10^{-6}$						
La	12.6	4.56	24.6	17.1	87.0	48.6	35.2
Ce	26	9.30	39.9	32.9	142	81.5	53.5
Pr	3.37	1.07	3.96	3.26	14.7	8.47	4.53
Nd	14.3	3.97	11.8	10.5	51.3	27.9	12.7
Sm	2.24	0.78	1.88	1.51	7.73	4.03	1.46
Eu	0.585	0.188	0.28	0.343	2.13	0.835	0.258
Gd	1.47	0.623	1.50	1.27	5.64	3.09	1.25
Tb	0.194	0.101	0.238	0.185	0.712	0.463	0.173
Dy	0.891	0.570	1.45	1.14	3.34	2.47	0.972

续表 1  
Cont. Table 1

	堡子湾金矿区		九对沟钼矿区		胡窑	西施沟北	
	二长花岗 (斑)岩 PZW-1	流纹斑岩 PZW-3	流纹斑岩 JDG-11	流纹斑岩 JDG-16	石英二长岩 HY-01	中粗粒 花岗岩 NX-10	中细粒 花岗岩 NX-11
Ho	0.14	0.133	0.30	0.233	0.573	0.459	0.201
Er	0.399	0.525	1.06	0.896	1.66	1.43	0.729
Tm	0.058	0.103	0.187	0.165	0.251	0.249	0.156
Yb	0.365	0.761	1.40	1.29	1.53	1.65	1.19
Lu	0.054	0.146	0.233	0.21	0.206	0.251	0.227
Y	3.69	7.44	11.4	9.57	18.2	14.7	7.09
ΣREE	66.40	30.30	100.2	80.6	337.0	196.1	119.6
(La/Yb) <sub>N</sub> *	24.76	4.30	12.60	9.51	40.79	21.13	21.22
δEu*	0.93	0.8	0.49	0.74	0.94	0.70	0.57
Li	21.1	17.3	9.32	15.0	5.32	23.8	14.7
Be	0.539	2.24	2.55	2.52	4.97	3.13	3.68
Sc	7.04	2.09	0.741	0.676	2.35	1.31	0.827
V	91.6	3.35	4.52	6.43	31.9	18.2	9.78
Cr	16.5	0.092	0.414	5.57	2.11	1.02	
Co	1.69	0.511	0.328	4.89	3.41	1.41	0.576
Ni	8.20	2.68	1.26	1.47	3.40	0.936	1.08
Cu	63.6	55.2	7.73	4.88	6.97	3.32	5.26
Zn	23.3	355	127	26.0	33.9	26.1	12.2
Ga	19.6	21.7	20.6	19.5	20.1	18.5	16.6
As	3.06	4.52	1.91	2.71	5.58	4.39	3.66
Se	0.155	0.003	0.165	0.025	0.141	0.111	0.013
Rb	70.0	191	181	135	141	155	226
Sr	353	77.6	61	51.5	1385	408	81.9
Zr	21.7	173	314	281	294	46.1	116
Nb	5.72	14.5	27.6	25.9	23.4	20.9	20.0
Mo	0.234	0.15	3.37	51.4	1.09	0.248	0.257
Cd	0.072	1.80	0.428	0.151	0.047	0.045	0.023
In	0.088	0.181	0.043	0.019	0.018	0.009	0.009
Sn	1.86	3.66	2.14	1.05	1.72	2.07	1.32
Sb	0.51	0.543	0.329	0.422	0.116	0.043	0.089
Cs	9.10	2.47	1.44	0.793	2.51	2.68	7.06
Ba	329	201	172	245	2283	790	86.4
Hf	1.10	8.17	11.2	10.7	6.67	1.77	4.09
Ta	0.396	1.31	1.64	1.45	1.64	1.70	1.68
W	47.6	10.1	6.72	6.32	1.03	0.246	1.05
Re	0.003	0.001	0	0.008	0.003	0.003	
Tl	0.801	3.35	0.007	1.71	0.942	0.905	1.40
Pb	32.5	800	300	16.4	38.1	14.5	17.4
Bi	0.378	0.22	0.653	1.76	0.174	0.036	0.166
Th	0.408	27.9	33.3	48.5	20.5	12.2	30.3
U	0.299	3.92	10.5	8.46	3.07	1.09	2.85

注：(La/Yb)<sub>N</sub> 为球粒隕石标准化值 (Sun et al., 1989), \* 单位为 1。

ISOPROBE-T 热电离质谱计完成, Rb-Sr 同位素质量分馏用 <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0.1194 校正, 标准测量结果 NBS987 为 0.710250 ± 7; Sm-Nd 同位素质量分馏用

<sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219 校正, 标准测量结果 SHINES-TU 为 0.512118 ± 3 (标准值为 0.512110), 分析结果见表 2。

表2 研究区岩石 Sr, Nd 同位素组成

Table 2 Sr, Nd isotopic composition of rocks from the study area

矿区样品及编号	岩性	$\epsilon_{\text{Sr}}(t) \times 10^{-6}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t) \times 10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
堡子湾金矿区								
PZW-1	二长花岗(斑)岩	67.4	340	0.5741	0.708575	0.000011	0.706558	33.35
PZW-3	流纹斑岩	189	73.3	7.4521	0.729378	0.00001	0.703301	-12.92
九对沟钼矿区								
JDG-11	流纹斑岩	166	55.8	8.6127	0.734252	0.000012	0.704114	-1.38
JDG-16	流纹斑岩	123	45.7	7.8006	0.731411	0.000012	0.704114	-1.37
胡窑								
HY-1	石英二长岩	126	1150	0.3182	0.707782	0.000011	0.706664	34.86
西施沟北								
NX-10	中粗粒花岗岩	150	392	1.1097	0.708065	0.000016	0.705636	18.69
NX-11	中细粒花岗岩	211	75.5	8.0774	0.723358	0.000011	0.705675	19.25
矿区样品及编号	岩性	$\epsilon_{\text{Sm}}(t) \times 10^{-6}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t) \times 10^{-6}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
堡子湾金矿区								
PZW-1	二长花岗(斑)岩	2.13	13.5	0.0955	0.511481	0.000023	0.511327	-19.39
PZW-3	流纹斑岩	0.8	4.8	0.101	0.511605	0.000011	0.511442	-17.16
九对沟钼矿区								
JDG-11	流纹斑岩	1.74	11.4	0.0924	0.511858	0.000019	0.511709	-11.95
JDG-16	流纹斑岩	1.3	9	0.0876	0.511821	0.000008	0.511680	-12.52
胡窑								
HY-1	石英二长岩	6.43	43.7	0.0889	0.511981	0.000012	0.511837	-9.42
西施沟北								
NX-10	中粗粒花岗岩	3.59	25.6	0.0848	0.511705	0.000051	0.511620	-16.01
NX-11	中细粒花岗岩	1.3	11	0.0717	0.512014	0.000026	0.511942	-9.72

注: ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>t</sub>,  $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ , ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>t</sub> 及  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  计算中, PZW-1 二长花岗(斑)岩及 HY-1 石英二长岩按 247 Ma(山西省地质矿产局, 1989) 计算, 流纹岩以本次所测 Rb, Sr 同位素所得等时线年龄 246 Ma 计算; 花岗岩以本次所测 Rb, Sr 同位素所得等时线年龄 154 Ma 计算。

## 4 岩石地球化学特征

### 4.1 岩石学特征

堡子湾金矿区与成矿关系最密切的是二长花岗(斑)岩, 呈灰白色, 绢云母化、碳酸盐化强烈, 多具斑状结构(图 2a、b、c), 斑晶(含量约 20%, 粒度 0.4~2.5 mm, 1~2 mm 居多)主要由石英(含量约 8%)、长石(含量 10%, 碱性长石和斜长石含量相当)和黑云母(含量 2%)组成, 基质(含量约 80%)具细粒结构, 由 0.2 mm 左右的长英质矿物组成, 部分二长花岗(斑)岩具半自形不等粒结构, 主要由黑云母(含量 15%~20%, 粒度 0.4~1.6 mm, 发生褪色蚀变)、长石(含量约 50%, 粒度 1~2 mm, 短柱状, 由碱性长石和斜长石组成, 二者含量相当, 发育绢云母化、黏土矿化)、石英(含量约 15%, 粒度 0.2~5 mm, 发育有裂隙)以及少量磁铁矿(含量 3%~5%)、帘石等矿物组成, 岩石黄铁矿化。矿区黄铁矿化流纹斑岩呈灰白色, 斑状结构(图 2d、e、f), 斑晶(含量 3%)为石

英(含量 1%, 粒度 0.4~2 mm)和长石(含量 2%, 粒度 0.2~1 mm)基质(含量 90%, 其中石英约 35%)由细小的长英质矿物及黑云母组成, 发生绢云母化。

九对沟钼矿区出露的肉红色流纹斑岩(图 2g), 与含钼角砾岩中的角砾成分一致, 推测其与钼成矿关系密切。肉红色流纹斑岩具斑状结构(图 2g、h、i), 斑晶(含量 5%)由石英(含量 1%, 粒度 0.2~1 mm)和碱性长石(含量 4%, 粒度 1.2~4 mm)组成; 基质(含量 > 90%)由长英质矿物细粒集合体组成(石英含量约 40%)粒度 0.2~0.4 mm, 岩石具黏土化、绢云母化。流纹斑岩部分具球粒结构, 主要由长石、石英、白云母组成, 由长英质矿物组成球粒(粒度 0.4~1 mm 居多), 斜长石成针状(粒度 0.4~0.8 mm), 发育聚片双晶。岩石具黏土化、绢云母化。

胡窑石英二长岩呈肉红色, 似斑状结构, 具黏土化、绢云母化。斑晶由碱性长石(含量约 1%, 粒度 3 mm 左右)组成, 发育简单双晶; 基质(含量 > 90%)由黑云母、角闪石、长石和石英组成。基质中暗色矿物约占 10%, 粒度 0.1~1 mm, 长石含量约 60%, 粒度



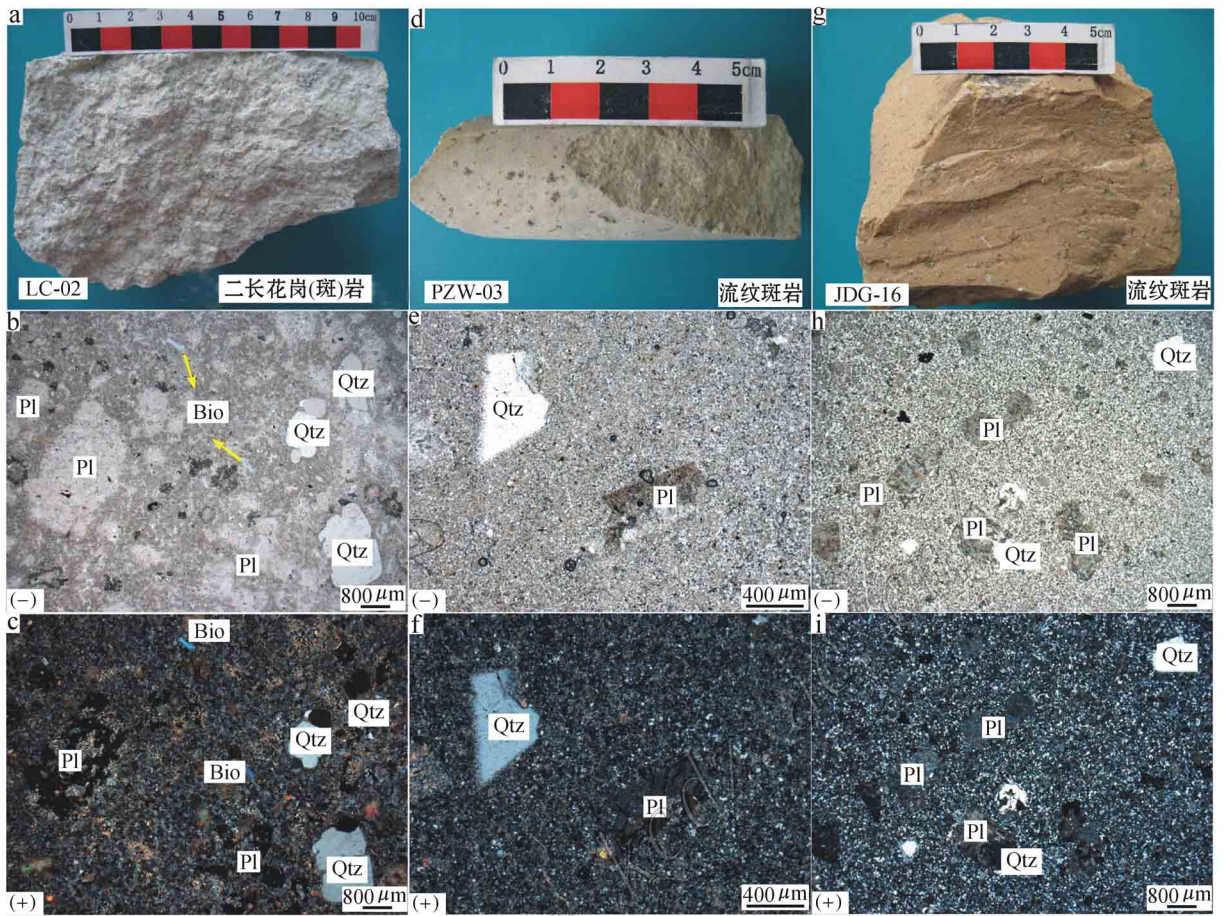


图 2 二长花岗(斑)岩和流纹斑岩岩石标本及显微镜下照片

(-)单偏光下, (+)正交偏光下

a、b、c. 堡子湾矿区二长花岗(斑)岩手标本及显微镜下斑状结构照片; d、e、f. 堡子湾矿区流纹斑岩手标本及显微镜下斑状结构照片;  
g、h、i. 九对沟矿区流纹斑岩手标本及显微镜下斑状结构照片

Fig. 2 Rock samples and photographs of monzonitic granite porphyry and rhyolite porphyry

a, b, c. Photographs of hand specimen and porphyric texture of monzonitic granite porphyry in the Puziwan ore district; d, e, f. Photographs of hand specimen and porphyric texture of rhyolite porphyry in the Puziwan ore district; g, h, i. Photographs of hand specimen and porphyric texture of rhyolite porphyry in the Jiuduigou ore district

1~2 mm 居多,由碱性长石和斜长石组成,二者含量相当;石英含量约 20%,他形,充填于矿物颗粒中。

西施沟北部发育中粗粒花岗岩及中细粒花岗岩。中粗粒花岗岩,较新鲜,主要由石英(含量约 40%,粒度 1~10 mm)、长石(含量>50%,粒度 4~10 mm,由碱性长石和斜长石组成,前者含量大于后者,碱性长石以条纹长石为主,具简单双晶,斜长石以发育环带的中长石为主)和黑云母(含量约 3%,粒度 0.5~2 mm)组成。中细粒花岗岩具花岗结构,主要由长石(含量约 40%,粒度 1~3 mm,由条纹长石、微斜长石和少量斜长石组成)、黑云母(含量约 3%,粒度 1~1.5 mm,短柱状)和石英(含量约 50%,粒度

0.4~4 mm,不规则他形)组成。

#### 4.2 主量元素地球化学特征

堡子湾金矿区二长花岗(斑)岩的  $w(\text{SiO}_2)$  为 74.22%,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 12.26%,  $w(\text{K}_2\text{O})$  为 1.55%,  $w(\text{Na}_2\text{O})$  为 1.77%,  $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$  为 3.36%,  $w(\text{MgO})$  为 0.33%,  $w(\text{CaO})$  为 0.90%。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为 0.88,  $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  为 3.32%, 铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为 1.97,  $\sigma$  为 0.35, 岩石为过铝质钙碱性系列(图 3),由于岩石蚀变较强,致使 K、Na 流失,全碱含量偏低。流纹斑岩的  $w(\text{SiO}_2)$  为 76.91%,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 13.89%,  $w(\text{K}_2\text{O})$  为 5.28%,  $w(\text{Na}_2\text{O})$  为 0.10%,  $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$  为 0.98%,  $w(\text{MgO})$  为 0.37%,

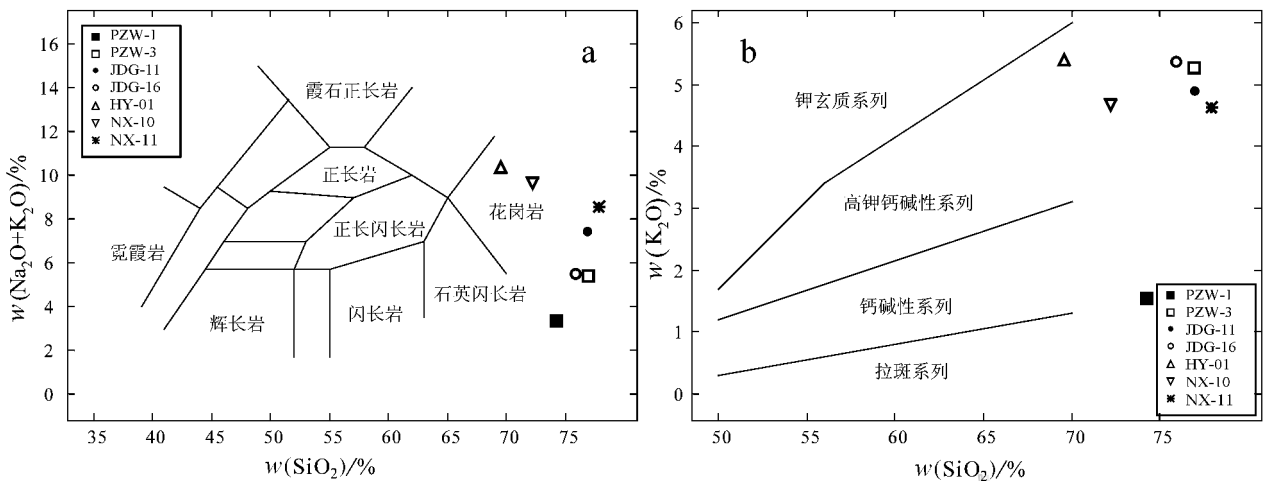


图3 研究区岩石 TAS 图解(a)(据 Cox et al., 1979)和  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  图解(b)(据 Peccerillo et al., 1976)

Fig. 3 TAS diagram (a) (after Cox et al., 1979) and  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  diagram (b) (after Peccerillo et al., 1976) of rocks from the study area

$w(\text{CaO})$  为 0.28%。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为 52.80,  $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  为 5.38%, 铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为 2.17,  $\sigma$  为 0.85, 岩石为过铝质高钾钙碱性系列(图 3)。

九对沟钼矿区流纹斑岩的  $w(\text{SiO}_2)$  为 75.92% ~ 77.0%,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 12.78% ~ 13.05%,  $w(\text{K}_2\text{O})$  为 4.88% ~ 5.36%,  $w(\text{Na}_2\text{O})$  为 0.12% ~ 2.52%,  $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$  为 1.00% ~ 1.14%,  $w(\text{MgO})$  为 0.089% ~ 0.570%,  $w(\text{CaO})$  为 0.15% ~ 0.97%。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为 1.94 ~ 44.67,  $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  为 5.48% ~ 7.40%, 铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为 1.35 ~ 1.65,  $\sigma$  为 0.91 ~ 1.61, 岩石为过铝质高钾钙性系列(图 3)。

胡窑石英二长岩的  $w(\text{SiO}_2)$  为 69.55%,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 15.20%,  $w(\text{K}_2\text{O})$  为 5.40%,  $w(\text{Na}_2\text{O})$  为 5.01%,  $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$  为 2.19%,  $w(\text{MgO})$  为 0.61%,  $w(\text{CaO})$  为 1.33%。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为 1.08,  $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  为 10.41%, 铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为 0.92,  $\sigma$  为 4.08, 岩石为准铝质高钾钙碱性系列(图 3)。

中粗粒花岗岩的  $w(\text{SiO}_2)$  为 72.21%,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 14.59%,  $w(\text{K}_2\text{O})$  为 4.67%,  $w(\text{Na}_2\text{O})$  为 5.01%,  $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$  为 1.46%,  $w(\text{MgO})$  为 0.28%,  $w(\text{CaO})$  为 1.32%。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为 0.93,  $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  为 9.68%, 铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为 0.93,  $\sigma$  为 3.21, 岩石为过铝质高钾钙碱性系列(图 3)。中细粒花岗岩的  $w(\text{SiO}_2)$  为 77.88%,

$w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 11.68%,  $w(\text{K}_2\text{O})$  为 4.63%,  $w(\text{Na}_2\text{O})$  为 3.95%,  $w(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}})$  为 0.86%,  $w(\text{MgO})$  为 0.084%,  $w(\text{CaO})$  为 0.59%。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值为 1.17,  $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  为 8.58%, 铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为 0.93,  $\sigma$  为 2.11, 岩石为过铝质高钾钙碱性系列(图 3)。

#### 4.3 微量元素地球化学特征

堡子湾金矿区二长花岗(斑)岩稀土元素特征与胡窑石英二长岩类似, 稀土元素总量  $\Sigma\text{REE}$  分别为  $66.4 \times 10^{-6}$ 、 $337.0 \times 10^{-6}$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 24.76、40.79,  $\delta\text{Eu}$  为 0.93、0.94(均无明显 Eu 异常)。球粒陨石标准化图(图 4a)中二者配分曲线模式相似, 均呈轻稀土元素富集的右倾型配分模式, 且与九对沟-胡窑岩带内的石英二长岩、二长斑岩、隐爆角砾岩等稀土元素特征类似(曹国雄等, 2000; 吴保全, 2003), 推测它们可能具有相同的岩浆源区, 而矿区灰白色流纹斑岩稀土元素特征与之存有差异。研究区金矿床的形成与该带内的二长花岗(斑)岩密切相关, 可能为金矿成矿母岩。二长花岗(斑)岩富集 Cs、Rb 等大离子亲石元素, Nb、Ta 亏损(图 4b)。

九对沟钼矿区肉红色流纹斑岩稀土元素及微量元素特征与堡子湾金矿区的二长花岗(斑)岩不同, 稀土元素总量  $\Sigma\text{REE}$  为  $80.6 \times 10^{-6}$  ~  $100.2 \times 10^{-6}$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 9.51 ~ 12.60,  $\delta\text{Eu}$  为 0.49 ~ 0.74(均具弱负 Eu 异常)。轻稀土元素富集, 球粒陨石标准化图中具右倾配分模式, 中稀土元素略平, 重稀土元素又略富集(图 4c)。堡子湾金矿区灰白色流



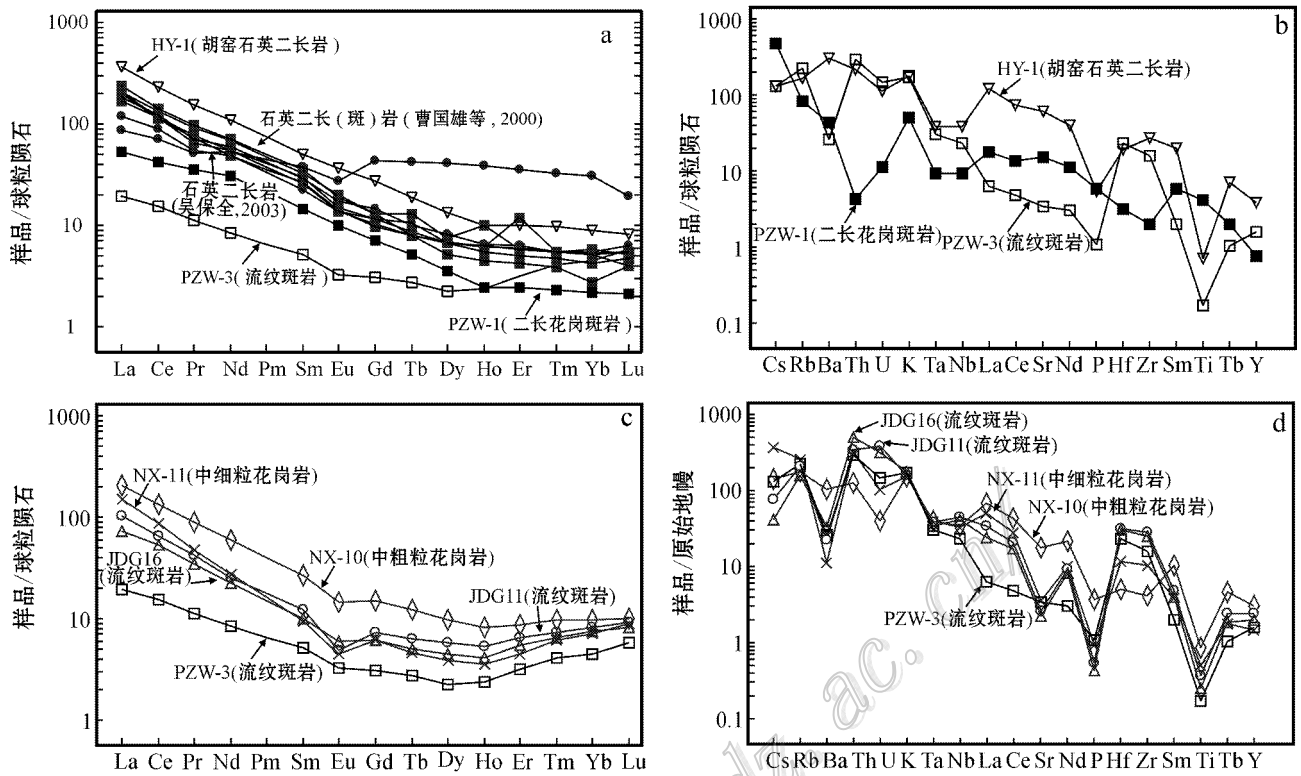


图 4 稀土元素球粒陨石标准化图(据 Sun et al. ,1989)及微量元素原始地幔标准化分配图(据 Wood et al. , 1979)

a, b. 堡子湾金矿区含矿母岩及胡窑岩体；c, d. 九对沟钼矿区含矿母岩及区域上花岗岩

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (after Sun et al. ,1989) and primitive mantle normalized multi-element patterns (after Wood et al. , 1979)

a, b. Parent rock in the Puziwan ore district and Huyao rock body；c, d. Parent rock in the Jiuduigou ore district and granites in the study area

纹斑岩及研究区北部花岗岩的稀土元素配分模式均与之类似,仅稀土元素总量略有差异,推测它们可能具有相同的岩浆源区。含矿母岩流纹斑岩与区域上花岗岩微量元素配分模式特征相似(图 4d),富集 Cs、Rb、Th、U、K 元素,低 Ba、Sr、P、Ti。

#### 4.4 同位素地球化学特征

研究区几类岩石的 Sr-Nd 同位素结果见表 2。 $\epsilon(\text{Sr})$ 为  $45.7 \times 10^{-6} \sim 1150 \times 10^{-6}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比值为  $0.703301 \sim 0.706664$ ； $\epsilon(\text{Nd})$ 为  $4.8 \times 10^{-6} \sim 43.7 \times 10^{-6}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为  $-9.42 \sim -19.39$ 。

### 5 讨论

隐爆角砾岩型矿床空间上位于隐爆角砾岩中或其附近,成因上与浅成-超浅成中酸性侵入岩(多为斑岩)及隐蔽爆破作用形成的角砾岩相关(卿敏等, 2002)。研究区岩浆岩微量元素地球化学特征显示,

堡子湾金矿与九对沟钼矿具有不同的成矿母岩。通过综合分析对比,笔者认为,堡子湾金矿的形成与区域上特别是九对沟-胡窑石英二长(斑)岩-二长花岗(斑)岩带内的二长花岗(斑)岩具有成因联系,这与前人研究结果(李景云等,1996;曹国雄等,2000)较为一致;九对沟钼矿区钼矿化的形成主要与区域内的流纹斑岩有密切关系,流纹斑岩可能为其成矿母岩。堡子湾金矿区黄铁矿化流纹斑岩中尚未发现钼矿化,但其地球化学特征与九对沟含钼流纹斑岩非常类似,这就使得在堡子湾金矿区寻找与流纹斑岩有关的钼矿存在可能。

隐爆角砾岩型矿床的成矿元素主要来源于火山-次火山岩(卿敏等,2002),深部的含矿岩浆演化过程、特征可与斑岩型矿床类比。前人研究显示,斑岩型矿床常产于岛弧及陆缘弧环境(Sillitoe, 1972; Mitchell, 1973; Cooke et al., 2005),也可产于大陆环境(侯增谦等,2001; Hou et al., 2011)。对于经典

岩浆弧环境的斑岩型矿床,与成矿有关的斑岩一般为钙碱性中酸性岩(Cline et al., 1991; Misra, 2000),含矿斑岩常显示埃达克岩性质(Sajona et al., 1993; Mungall, 2002; 侯增谦等, 2003; 芮宗瑶等, 2006)。汇聚板块边缘,俯冲大洋板片大规模脱水,释放流体上升交代上覆楔形地幔,导致地幔楔部分熔融或俯冲的年轻大洋板片直接熔融(Defant et al., 1990; Martin, 1999),形成玄武质钙碱性岩浆;这种玄武质钙碱性岩浆通常在下地壳形成 MASH 层(Hildreth et al., 1988),在 MASH 层中上升的岩浆发生了广泛的壳幔相互作用,该过程中形成的混合岩浆富含挥发分、硫和其他不相容化学成分,以及 Cu、Au 等成矿元素(Spooner, 1993);经历 MASH 过程的岩浆最后上升迁移、演化出含矿热液,最终成矿。大陆环境斑岩矿床的含矿岩石多为高钾钙碱性和/或钾玄质中酸性岩,以高 K 明显区别于岩浆弧环境含铜斑岩(侯增谦等, 2007; Hou et al., 2011)。含矿斑岩也显示埃达克质岩浆亲和性(Wang et al., 2006; Hou et al., 2011),以高钾、低镁为特征,不同于岩浆弧环境的含矿埃达克岩(Hou et al., 2011)。中国大陆环境含矿埃达克岩来自加厚下地壳部分熔融(张旗等, 2001; 侯增谦等, 2003)。大陆碰撞造山环境下,由于地壳加厚,镁铁质底侵层(壳/幔过渡带)变质为角闪榴辉岩相和石榴子石角闪岩相,其部分熔融产生埃达克含矿岩浆,部分熔融过程中,源区角闪石释放大量的水(Liang et al., 2007; Hou et al., 2009),底侵层内岩浆硫化物相熔融分解释放出大量的 S 和 Cu-Mo-Au 成矿元素,进入岩浆系统(Hou et al., 2011),这些富含成矿元素的岩浆在上部地壳内发育稳定性好的岩浆(Yang et al., 2009),岩浆不断演化上升迁移,分异出含矿热液、最终成矿。

含矿岩浆性质、演化过程、分异程度的不同,导致不同矿种的形成。斑岩型铜-金矿床或富金斑岩型铜矿床(独立的斑岩型金矿不多见)组成了由 Cu-Au、Au-Cu 到 Au 斑岩型矿床的连续系列(Sillitoe, 2000)。富金斑岩型矿床通常在地壳浅部(1~2 km)侵位(Cox et al., 1988),与同期的火山岩紧密共生;热液爆破角砾岩常常与富金斑岩型铜矿床共生(李金祥等, 2006);斑岩体的岩性变化范围从低钾钙碱性闪长岩、石英闪长岩和英云闪长岩到高钾钙碱性石英二长岩到碱性的二长岩及正长岩;斑岩体多属于 I 型、磁铁矿系列,具有高氧化性的特征(Ishihara,

1998; Chappell et al., 2001; Blevin, 2004)。斑岩型钼矿床是金属钼最主要的来源,空间、时间及成因上与斑状花岗质岩体密切相关,是由岩浆在结晶过程中释放出的富金属热液形成,钼主要以辉钼矿的形式赋存于相关侵入岩顶端的网状石英细脉中(Woodcock et al., 1978; Westra et al., 1981; White et al., 1981)。与钼共生岩浆岩高的岩浆分异指数、钼矿化与过铝富硅的白岗岩和细晶岩的密切共生,均反映了钼矿为岩浆结晶分异最后阶段的产物(White et al., 1981; Westra et al., 1981)。前人研究表明,富金斑岩型铜矿床与氧化性高、分异演化程度低的花岗闪长质岩浆(闪长质斑岩等)有关;斑岩型钼矿主要与氧化性较低、高度演化的花岗质岩浆(花岗质的斑岩等)有关(Blevin, 2004)。与富金斑岩型 Cu 矿有关的斑岩  $w(\text{SiO}_2) < 65\%$ , 分异系数 DI 为 58~70;与 Cu-Mo 矿床有关的斑岩  $w(\text{SiO}_2) > 65\%$ , DI 为 68~80;斑岩型钼矿床中的斑岩  $w(\text{SiO}_2)$  大多  $> 70\%$ , DI  $> 84$  最高(Lang et al., 1995; 芮宗瑶等, 2004)。研究区堡子湾金矿区二长花岗(斑)岩(成矿母岩)  $w(\text{SiO}_2)$  为 74.22%, 岩石氧化率 OX 为 0.67, 分异指数 DI 为 79.97;九对沟钼矿区流纹斑岩(成矿母岩)  $w(\text{SiO}_2)$  为 75.92%~77%, 岩石氧化率 OX 为 0.44~0.49, 分异指数 DI 为 84.45~93.36, 该数据明显反映出堡子湾金矿区、九对沟钼矿区的成矿岩石间存有差异。前者的氧化性高、分异程度低,后者的氧化性低、分异程度高,这与前人总结的规律一致(Blevin, 2004)。

成矿岩浆岩同位素地球化学特征(图 5)反映出,矿区二长花岗(斑)岩、流纹斑岩以及区域上的花岗岩可能均来自 I 型富集地幔,在岩浆上升侵位过程中受古老基底岩系混染作用,致使岩石的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值更偏负值。朱翠伊等(2002)获得堡子湾金矿区矿化石英脉中,石英 Ar-Ar 年龄为 245.9 Ma,含矿石英二长岩 K-Ar 同位素年龄为 247 Ma(山西省地质矿产局, 1989),前人研究资料表明堡子湾金矿形成于印支期,且成岩时代与成矿时代相近。据本次研究测得钼矿区 2 个流纹斑岩 Rb-Sr 同位素计算出流纹岩的形成时代为  $(246 \pm 65)$  Ma(误差较大,仅参考),与含金二长花岗斑岩形成时代相近。九对沟钼矿同堡子湾金矿相距仅 9 km, 2 个矿区的化探异常和物探激电异常特征类似(李长城等, 2003),又具有相同的地质背景,加之形成的时代相近,推测它们可能具有相同的成矿机制。来自深部 I 型富集地幔的岩浆,

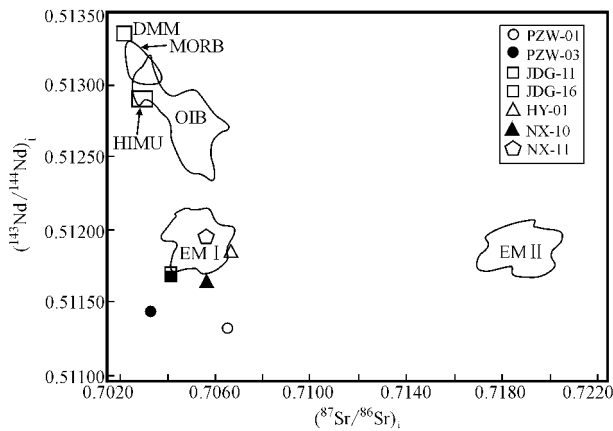


图 5  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_1$ -( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) $_1$  同位素相关图

(据 Zindler et al., 1986)

DMM—亏损地幔; HIMU—高 U/Pb 比值地幔; EM I—I 型富集地幔; EM II—II 型富集地幔; MORB—大洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩

Fig. 5  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_1$ -( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) $_1$  diagram

(after Zindler et al., 1986)

DMM—Depleted mantle; HIMU—High U/Pb ratio mantle; EM I—I-type enriched mantle; EM II—II-type enriched mantle; MORB—Mid-oceanic ridge basalt; OIB—Ocean island basalt

经过不断演化,其中氧化程度高、分异演化程度低的二长花岗质岩浆不断活动上侵、隐爆,最后形成堡子湾隐爆角砾岩型金矿,而氧化程度相对低、分异演化程度高的流纹质岩浆经过一系列岩浆活动、隐爆作用等形成九对沟隐爆角砾岩型钼矿。

印支期的堡子湾金钼矿可能是在后碰撞早期造山运动的拉张环境下形成,华北板块北缘同一时期的其他地区也发育有钼矿床,如库里吐钼(铜)矿(207 Ma,吴华英等,2008)、车户沟钼(铜)矿(256 Ma, Wan et al., 2009);这一时期华北板块南缘也发育有黄龙铺碳酸岩型钼矿(黄典豪等,1994)、小秦岭大湖金(钼)矿(223~232 Ma,李厚民等,2007),且华北板块南、北缘钼矿的地质特征、矿床类型、构造背景等具有一定的相似性(Zhang et al., 2009; 张连昌等,2010)。这些信息暗示在华北板块南、北缘可能存在一次印支期的  $M_o$  富集成矿事件。九对沟钼矿的发现,表明该区在寻找印支期钼矿具有一定的潜力。

研究区燕山期中粗粒-中细粒花岗岩 Sr-Nd 同位素特征与印支期二长花岗斑岩和流纹岩类似,结合稀土元素特征分析,可能为来自与流纹斑岩相似源区、不同期次岩浆演化的产物,从而为在研究区燕

山期花岗岩周边寻找与九对沟钼矿相似的矿床提供了思路。

## 6 结 论

(1) 与成矿关系密切的岩石主要为过铝质高钾钙碱性岩石,堡子湾金矿与二长花岗(斑)岩具成因关系,九对沟钼矿含矿母岩为流纹斑岩。

(2) 堡子湾金矿和九对沟钼矿的成矿母岩可能均来自 I 型富集地幔,为同一源区岩浆演化而来的不同岩类。

志 谢 野外地质工作得到山西大同黄金业有限公司地质同仁及许建斌等人的帮助,在此表示感谢。感谢两位审稿人给出的宝贵意见和建议。

## 参考文献/References

- 曹国雄,高太忠,吴有民. 2000. 堡子湾金矿同位素及稀土元素地球化学研究[J]. 地质地球化学, 28(1):10-14.
- 冯学刚,李占新,刘新江. 1999. 山西省堡子湾隐爆角砾岩型金矿富集规律[J]. 华北地质矿产杂志, 14(1):101-105.
- 郭淑芳. 2003. 山西堡子湾金矿床地质特征及成因[J]. 黄金, 24(18):18-20.
- 何云龙,魏俊浩,谭文娟,李 晶. 2008. 山西堡子湾隐爆角砾岩型金矿床隐爆机制研究[J]. 矿产与地质, 22(5):377-380.
- 侯增谦,曲晓明,黄 卫,高永丰. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带[J]. 中国地质, 28(10):27-29.
- 侯增谦,莫宣学,高永丰,屈晓明,孟祥金. 2003. 埃达克岩:斑岩铜矿的一种可能得重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例[J]. 矿床地质, 22(1):1-12.
- 侯增谦,潘小菲,杨志明,曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 21(2):332-351.
- 黄典豪,吴澄宇,杜安道,何红蓼. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铷-锶同位素年龄及其意义[J]. 矿床地质, 13(3):221-230.
- 李长城,曹志强,陈春娥,韩文德,温春贵. 2003. 九对沟金矿物化探特征及找矿方向[J]. 地质找矿论丛, 18(3):203-207.
- 李厚民,叶会寿,毛景文,王登红,陈毓川,曲文俊,杜安道. 2007. 小秦岭金(钼)矿床铷-锶定年及其地质意义[J]. 矿床地质, 26(4):417-424.
- 李金祥,秦克章,李光明. 2006. 富金斑岩型铜矿床的基本特征、成矿物质来源与成矿高氧化岩浆-流体演化[J]. 岩石学报, 22(3):678-688.
- 李景云,聂维清,张维根. 1996. 山西省堡子湾金矿地质特征[J]. 矿床地质, 15(3):216-228.

- 卿敏, 韩先菊. 2002. 隐爆角砾岩型金矿研究评论[J]. 黄金地质, 8(2):1-7.
- 芮宗瑶, 张立生, 陆振宇, 王龙生, 刘玉琳, 王义天. 2004. 斑岩铜矿的源岩及其源区探讨[J]. 岩石学报, 20(2):229-238.
- 芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 张立生, 王龙生, 唐索寒. 2006. 俯冲、碰撞、深断裂和埃达克岩与斑岩铜矿[J]. 地质与勘探, 42(1):1-6.
- 山西省地质局. 1969. 1:20 万大同幅地质图[M]. 山西省地质局区域地质测量队革命委员会批准出版(受山西省地质局军代表委托)国营五四三厂印刷.
- 山西省地质矿产局. 1989. 山西省区域地质志[M]. 地质出版社, 1-780.
- 吴保全. 2003. 山西堡子湾金矿床地质地球化学特征[J]. 铀矿地质, 19(4):220-224.
- 吴华英, 张连昌, 陈志广, 万博. 2008. 内蒙古西拉木伦成矿带库里吐钨(铜)矿区二长花岗岩地球化学、构造环境及含矿性分析[J]. 岩石学报, 24(4):867-878.
- 张北廷, 邢福林, 张承, 刘凤岐, 马文忠. 1997. 山西阳高堡子湾金矿地质特征及找矿标志[J]. 华北地质矿产杂志, 12(1):75-84.
- 张连昌, 吴华英, 相鹏, 张晓静, 陈志广, 万博. 2010. 中生代复杂构造体系的成矿作用——以华北大陆北缘西拉木伦多金属成矿带为例[J]. 岩石学报, 26(5):1351-1362.
- 张旗, 王焰, 王元龙. 2001. 燕山期中国东部高原下地壳组成初探:埃达克质岩同位素 Sr、Nd 制约[J]. 岩石学报, 17(4):504-513.
- 张文亮, 李朝辉. 2001. 堡子湾金矿床成因及成矿模式[J]. 地质找矿论丛, 16(2):125-130.
- 朱翠伊, 廖永骨, 卿敏, 韩旭. 2002. 山西堡子湾金矿成矿时代探讨[J]. 黄金地质, 8(1):17-20.
- Blevin P L. 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implication for gold-rich ore systems[J]. Resour. Geol., 54(3):241-252.
- Chappell B W and White A J R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later[J]. Aust. J. Earth. Sci., 48:489-499.
- Cline J and Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt[J]. J. Geophys. Res., 96:8113-8126.
- Cooke D R, Hollings P and Walsh J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution and tectonic controls[J]. Econ. Geol., 100(5):801-818.
- Cox D P and Singer D A. 1988. Distribution of gold in porphyry copper deposits: U. S. [M]. Geological Survey Open-File Report, 22:38-46.
- Cox K J, Bell J D and Pankhurst R J. 1979. The interpretation of igneous rocks[M]. Allen and Unwin, London, London:450.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 34:662-665.
- Hildreth W and Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile[J]. Contr. Miner. Petrol., 98:455-489.
- Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, Meng X J, Li Z Q, Beaudoin G, Rui Z Y, Gao Y F and Zaw K. 2009. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen[J]. Ore Geol. Rev., 36:25-51.
- Hou Z Q, Zhang H R, Pan X F and Yang Z M. 2011. Porphyry Cu(Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain[J]. Ore Geol. Rev., 39:21-45.
- Ishihara S. 1998. Granitoid series and mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic granitic belts[J]. Resour. Geol., 48:219-224.
- Lang J R, Stanley C R and Thompson J F H. 1995. Porphyry copper-gold deposits related to alkalic igneous rocks in the Triassic-Jurassic arc terranes of British Columbia[A]. In: Bolm J, Pierce F W. Porphyry copper deposits of the American Cordillera[C]. Ariz. Geol. Soc., digest, 20:219-236.
- Liang H Y, Sun W D, Su W C and Zartman R E. 2007. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration[J]. Econ. Geol., 104:587-596.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granitoid[J]. Lithos, 46:411-429.
- Misra K C. 2000. Understanding mineral deposits[M]. Kluwer Academic Publishers. 353-413.
- Mitchell A H G. 1973. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones[J]. Nature, 245:49-52.
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits[J]. Geology, 30(10):915-918.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from Kastamonu area, Northern Turkey[J]. Contr. Miner. and Petrol., 58:63-81.
- Sajona F G, Maury R C, Bellon H, Cotton J, Defant M J and Pubellier M. 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines[J]. Geology, 21:1007-1010.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. Econ. Geol., 67:184-197.
- Sillitoe R H. 2000. Gold-rich porphyry copper deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery[A]. In: Hagemann S G and Brown P E, eds. Gold in 2000[C]. Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology, 13:315-345.
- Spooner E T C. 1993. Magmatic sulphide/volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, Archean Au-quartz, epithermal Au-Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids[J]. Ore Geol. Rev., 7:359-379.



- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts : implications for mantle composition and processes [ A ]. In : Saunders A D , Norry M J , ed. Magmatism in ocean basin [ C ]. Geol. Soc. London . Spec. Pub. 42 315-345.
- Wan B , Hegner E , Zhang L C , Rocholl A , Chen Z G , Wu H Y and Chen F K. 2009. Rb-Sr Geochronology of Chalcopyrite from the Chehugou porphyry Mo-Cu deposit ( Northeast China ) and Geochemical Constraints on the Origin of Hosting Granites[ J ]. Econ. Geol. , 104 :351-363.
- Wang Q , Xu J F , Jian P , Bao Z W , Zhao Z H , Li C F , Xiong X L and Ma J L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting , Dexing , South China : Implications for the genesis of porphyry copper mineralization[ J ]. J. Petrol. , 47( 1 ) :119-144.
- Westra G and Keith S B. 1981. Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits[ J ]. Econ. Geol. , 76 :844-873.
- White W H , Bookstrom A A , Kamilli R J , Ganster M W , Smith R P , Ranta D E and Steininger R C. 1981. Character and origin of Climax-type molybdenum deposits[ J ]. Economic Geology 75th Anniversary Volume , 270-316.
- Wood D A , Joron J L , Treuil M , Norry M and Tarney J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor[ J ]. Contrib. Mineral. Petrol. , 70 :3219-3339.
- Woodcock J R and Hollister V F. 1978. Porphyry molybdenite deposits of the North American cordillera[ J ]. Miner. Sci. Eng. , 10 :3-18.
- Yan F Z. 2000. Puziwan gold deposit in Shanxi , China :A special linear cryptoexplosive breccia type gold deposit[ J ]. Acta Geol. Sin. , 72 ( 2 ) :554-558.
- Yang Z M , Hou Z Q , White N C , Chang Z S , Li Z Q and Song Y C. 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper molybdenum deposit at Qulong , Tibe[ J ]. Ore Geol. Rev. , 36 :133-159.
- Zhang L C , Wu H Y , Wan B and Chen Z G. 2009. Ages and geodynamic settings of Xilamulun Mo-Cu metallogenic belt in the northern part of the North China Craton[ J ]. Gondwana Research , 16 :243-254.
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics[ J ]. Ann. Rev. Earth Planet Sci. , 14 :493-571.

<http://www.kcdz.ac.cn/>