

内蒙东升庙矿区 狼山群中石英角斑岩的发现及意义

彭润民

(化工部化学矿产地质研究院, 涿州)

提 要: 一系列证据表明, 东升庙一带狼山群(Pt_2Is)中的石英钠长浅粒岩、石英钠长变粒岩和(绢云)石英钠长片岩的原岩是石英角斑岩。该类岩石多呈层状稳定出现在块状白云石大理岩中, 含有变余(钠长石和石英)斑晶; $Na_2O=3.64\%\sim 5.31\%$ 、 $K_2O=1.62\%\sim 2.66\%$; 具有与上下正常沉积地层相同的多期次构造特征。石英角斑岩的发现, 既可直接佐证东升庙矿床形成于海底火山喷发环境, 也可为区域成岩成矿的研究对比提供有益信息。

主题词: 石英角斑岩 海底火山喷发沉积 内蒙古东升庙

近年已有研究认为产于狼山群(Pt_2Is)中的东升庙多金属硫铁矿床(还包括炭窑口、霍各乞、甲生盘等类似矿床)是“海底火山喷气沉积-变质矿床”^[1], 或“海底远源喷气沉积变质矿床”^[2]。但在涉及东升庙一带狼山群地层岩性组成的有关研究报道^[2]与资料中^[3, 4], 还未见其中有可作为“海底火山喷发”直接证据的“海相火山(沉积)岩”的报道。本文研究表明, 在东升庙多金属硫铁矿床狼山群中, 有与矿体同层位产出的变质石英角斑岩。

1 矿区地质概述

中元古界狼山群(Pt_2Is)是华北地台北缘西段的重要含矿岩系。

在东升庙一带的狼山群被挟在 F_1 与 F_5 两大区域性大断层之间, 上覆白垩系以及第四系冲、洪积层(图1)。其主要岩类: ①细晶白云石大理岩和方解石大理岩类; ②千枚岩类; ③片岩类(黑云母片岩、黑云母石英片岩、二云母石英片岩、(绢云)石英钠长片岩、碳质千枚状片岩、角闪片岩、二云斜长片岩、阳起石片岩等); ④石英岩类; ⑤混合岩类; ⑥石英钠长浅粒岩类; ⑦石英钠长变粒岩类。经综合恢复, 其原岩为海相沉积碳酸盐岩、陆源碎屑沉积岩和海相火山沉积岩^[4]。属于近似优地槽岩组。

据其岩类组合以及原岩恢复等特征, 东升庙矿区的狼山群被分为三个组(缺失与区域上相对应的第四组)(表1)。但东升庙矿床的S、Zn、Pb、Cu、(菱)Fe矿体及各种复合矿体

彭润民, 男, 37岁, 工程师, 1982年毕业于武汉地质学院矿产系矿床地质学专业。邮政编码: 072754

1992—1—收稿, 1992—6—二次修改回。本文徐川编辑

① 吴智慧, 1987, 内蒙东升庙多金属矿床矿化特征及成因研究(硕士论文)

② 内蒙冶金地质一队, 1979, 内蒙古自治区潮格旗东升庙多金属矿区深部评价报告

③ 内蒙古化工地质队, 1991, 内蒙古自治区乌拉特后旗东升庙多金属硫铁矿床勘探地质报告

④ 彭润民, 1990年4月, 内蒙东升庙矿区狼山群的原岩恢复及其沉积环境, 第二届全国岩相古地理学术会议论文集摘要, 201~202

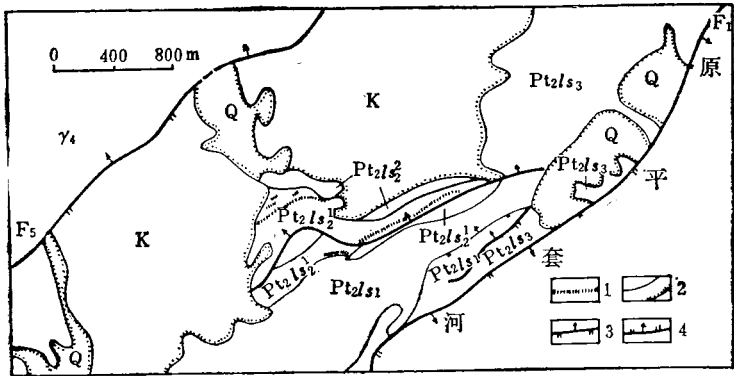


图 1 内蒙东升庙多金属硫铁矿区地质略图
(据内蒙 511 队、化工地质队资料)

Q—第四系；K—白垩系；Pt₂l_{s3}—狼山群三组；Pt₂l_{s2}²、Pt₂l_{s2}¹—狼山群二组二段、一段；Pt₂l_{s1}—狼山群一组；
γ₄—海西期花岗岩；1—变质石英角斑岩；2—地质界线、角度不整合线；3—逆断层；4—正断层

Fig. 1. Schematic geological map of the Dongshengmiao polymetallic pyrite ore district.
Q—Quaternary; K—Cretaceous; Pt₂l_{s3}—3rd Formation of Langshan Group; Pt₂l_{s2}², Pt₂l_{s2}¹—2nd member and 1st Member of 2nd Formation of Langshan Group; Pt₂l_{s1}—1st Formation of Langshan Group; γ₄—Hercynian granite; 1—Metamorphic quartz keratophyre; 2—Geological boundary, angular discordance; 3—Reversed fault; 4—Normal fault.

表 1 东升庙矿区地层概况

Table 1. Stratigraphic conditions of the Dongshengmiao ore district

地 层		岩性组成及其厚度	含 矿 特 征
白垩系(K)		由砖红色、土红色砂泥岩、砂砾岩、砾岩组成，厚度>200 m	无 矿
狼山群三组(Pt ₂ l _{s3})		由石英岩、绢云石英片岩、绿泥石英片岩、绿泥二云石英片岩、含黑云绿泥碳质千枚状片岩组成，厚度>130 m	无 矿
狼山群二组(Pt ₂ l _{s2})	第三段 ^① (Pt ₂ l _{s2} ³) 白云石大理岩段	顶部为碳质千枚状片岩和方解石大理岩互层，往下过渡为青灰、浅灰色、灰色块状白云石大理岩（其中夹有黑云母片岩、变质石英角斑岩等夹层），中下部有菱铁矿层产出，厚度75.33~242.50 m，平均167.5m	为硫（锌、铅、铜）矿体，或其复合矿体，中下部有数层菱铁矿与白云石大理岩互层产出
	第二段 (Pt ₂ l _{s2} ²) 碳质千枚岩段	主要为灰黑、黑色碳质千枚岩类、局部夹有黑云母片岩，含碳质绢云白云石大理岩等夹层，厚度11.00~231.00 m，平均97.01 m	为硫（锌、铅、铜）矿体或其不同组合的复合矿体
	第一段 (Pt ₂ l _{s2} ¹) 白云石大理岩段	主要为青灰、灰白、灰色块状白云石大理岩和灰色变余薄层白云石大理岩，夹有碳质千枚岩，成层的变质石英角斑岩等夹层，厚度 6.00~368.00 m，平均 88.3 m	主要为（产在底部的）单硫矿体，局部有铅、锌叠加矿化
狼山群一组(Pt ₂ l _{s1})		由石英岩、黑云母石英片岩、石英黑云母片岩、眼球（条带）状混合岩组成，厚度>130 m，未见底	仅在东部个别处顶部的片岩中有小透镜状硫铁矿体

① 相当原划分方案^[2]的第四段，往下类推。资料来源：内蒙511队，内蒙化工地质队，本文

和石英角斑岩类却都是产在以细晶白云石大理岩类为主体的二组地层中(表1)。在二组(Pt_2ls_2)内,各矿体的产出又都受到三个岩段内各自岩性的控制,主要的控矿岩类是白云石大理岩类、碳质千枚岩类(局部已石墨化),次为云母片岩类。充分显示出东升庙矿床的层控性和岩控性,可归属“准同生”层控矿床^[3]。

此外,需指出的是,在本区东北部第二组地层底部见有绿色基性岩。

2 石英角斑岩类的发现

笔者经过近几年的野外与室内的系统工作,发现本区狼山群二组赋矿地层中的一些呈层

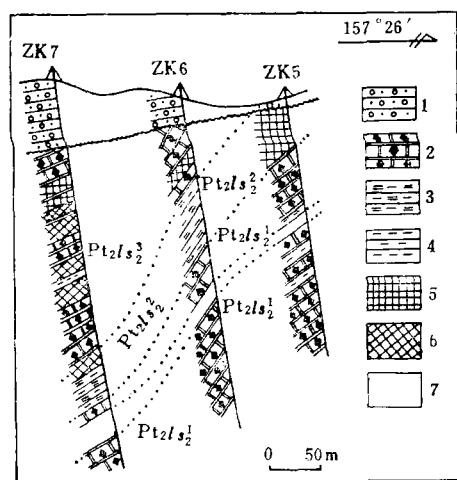


图2 内蒙东升庙某地质剖面石英角斑岩类产出层位示意图

1—白垩系红层; 2—细晶块状白云石大理岩; 3—碳质千枚岩; 4—绿泥石墨云母片岩; 5—褐铁矿体; 6—原生矿体; 7—变质石英角斑岩; Pt_2ls_2 —狼山群岩段代号

Fig. 2. Diagrammatic geological section along an exploration line of Dongshengmiao, showing host horizon of quartz keratophyre.

1—Cretaceous red beds; 2—Fine-crystalline massive dolomitic marble; 3—Carbonaceous phyllite; 4—Chlorite-biotite schist; 5—Limonite orebody; 6—Primary orebody; 7—Metamorphic quartz keratophyre; Pt_2ls_2 —Symbol of rock member of Longshan Group.

碱性流纹岩、碱流岩和一般流纹岩(表2的18~20号)的化学成分明显不同。

(3) 多种岩石化学图解^[4](如尼格里图解、多莫拉茨基的四种相对应的图解、罗谢的 $(Al/3-K)-(Al/3-Na)$ 图解、C J Hughes的火成岩图谱),一致表明它们是正变质岩(图3,其余图解从略),原岩是钠质火山岩,即石英角斑岩类。

● 为叙述方便,本文直接称其原岩——石英角斑岩

产出的浅灰、灰色、深灰色石英钠长浅粒岩①、石英钠长变粒岩②(因与上、下层呈灰色调的块状细晶白云石大理岩的颜色相近,原都被误定为“硅质白云岩”或“硅质白云石大理岩”)和(绢云)石英钠长片岩③的原岩是石英角斑岩类。依据是:

(1) 它们多呈层产在浅灰、灰色、深灰色的块状细晶白云石大理岩中。顺走向、倾向延伸,连续性都较好(图1,图2)。在现勘探区深部钻孔中的相应层位,顺走向延伸、连续达2000余米,且产出部位很稳定。而岩石内部并无结晶分异、无冷凝边与陆相喷出岩一般所具有的柱状节理和红顶构造等残余现象。上、下层块状白云石大理岩与本类岩石接触处无任何蚀变和接触热变质(重结晶)现象。这显然不是侵入相和次火山岩相或陆相喷出岩的产状特征。

(2) 岩石化学成分(表2的13~17号样)富钠低钾($Na_2O=3.64\%\sim5.31\%$,平均4.48%; $K_2O=1.62\%\sim2.66\%$,平均2.15%; $K_2O+Na_2O=6.30\%\sim7.00\%$,平均6.22%),且与国内外典型的石英角斑岩(表2的1~12号)的化学成分相近、而与

表 2 岩石化学成分 (%)
Table 2. Chemical composition of rocks (%)

序 号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	灼减 (或其余)	总 计	$\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}$	$\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}$ + $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	岩石名称	产地	
1	74.68	0.17	12.24	1.90	0.41	0.04	1.40	2.39	3.35	0.96	0.05	1.18	2.19	100.96	0.22	4.31	4.63	石英角斑岩	祁连山
2	74.20	0.24	12.80	1.98	0.61	0.06	0.54	1.13	4.72	2.45	0.04	0.51	1.65	100.96	0.34	7.17	3.09	石英角斑岩	祁连山
3	71.27	0.18	14.71	0.57	1.18	0.01	0.70	0.50	7.03	2.33	0.25	1.01	—	99.74	0.25	9.36	0.48	石英角斑岩	祁连山
4	72.24	0.08	15.03	0.51	1.28	0.03	0.50	1.60	4.88	2.64	0.03	0.51	—	99.36	0.35	7.52	0.40	石英角斑岩	北秦岭
5	75.07	0.31	11.86	0.90	2.31	0.03	2.82	0.23	3.62	1.06	0.03	1.67	—	99.91	0.23	4.68	0.39	石英角斑岩	北秦岭
6	76.55	0.10	12.86	0.87	0.74	0.06	0.12	0.83	4.32	1.93	0.05	0.92	1.36	100.71	0.31	6.25	1.18	石英角斑岩	北秦岭
7	78.93	0.17	12.32	0.03	0.61	0.00	0.35	0.60	4.00	3.92	0.00	0.31	—	100.40	0.43	7.02	0.05	石英角斑岩	阿尔泰
8	75.10	0.22	12.84	0.70	1.36	0.04	0.30	0.32	5.12	2.39	0.01	0.95	0.03	99.41	0.31	7.51	0.51	石英角斑岩	新西兰
9	75.70	0.35	13.00	0.54	1.60	0.12	1.10	0.00	5.70	0.18	0.05	1.10	0.02	99.46	0.03	5.88	0.34	石英角斑岩	美国
10	75.39	0.14	13.69	1.19	0.72	0.04	0.45	—	6.71	1.13	—	0.92	0.14	100.52	0.14	7.84	1.65	石英角斑岩	西班牙
平均	74.91	0.20	13.14	0.92	1.09	0.04	0.83	0.76	4.95	1.81	0.05	0.91	0.54	100.14	0.26	6.75	1.27	石英角斑岩	
11 ^①	73.58	0.30	13.27	1.26	1.34	0.03	0.87	1.24	5.77	0.81	0.13	1.08	0.42	100.10	0.12	6.58	0.94	石英角斑岩	
12	75.45	0.17	13.11	1.14	0.66	0.29	0.34	0.83	5.88	1.26	0.18	0.69	—	99.80	0.18	7.14	1.73	石英角斑岩	
13	71.34	0.09	13.97	0.13	1.98	0.09	0.51	1.49	5.31	1.62	0.13	0.99	2.13	100.08	0.23	6.93	0.07	多斑石英钠长浅粒岩	内蒙 东升庙
14	72.44	0.09	11.91	0.13	1.80	0.08	0.32	1.27	5.17	1.83	0.13	—	2.15	100.35	0.26	7.00	0.07	多斑石英钠长浅粒岩	
平均	71.89	0.09	14.46	0.13	1.89	0.09	0.42	1.38	5.24	1.73	0.13	0.50	2.29	100.22	0.25	6.97	0.07		
15	70.47	0.18	14.58	0.25	2.21	0.16	0.17	1.74	4.35	2.02	0.12	1.36	1.58	99.19	0.32	6.37	0.11	少斑石英钠长变粒岩	
16	72.08	0.08	14.27	0.56	1.80	0.08	0.37	0.30	3.91	2.60	0.12	1.17	2.34	100.28	0.40	6.51	0.31	少斑石英钠长变粒岩	内蒙 东升庙
平均	71.28	0.13	14.73	0.41	2.01	0.12	0.27	1.02	4.13	2.31	0.12	1.27	1.96	99.74	0.36	6.44	0.21		
17	71.27	0.09	14.62	0.13	1.62	0.09	0.53	1.37	3.64	2.66	0.16	1.27	2.31	99.76	0.12	6.30	0.08	无斑(绢云)石英钠长片岩	
18	73.51	0.29	11.43	2.97	1.08	0.04	0.16	0.28	1.65	4.53	0.04	1.02	—	100.00	0.19	9.18	2.75	碱性流纹岩(RA Da Ly)	
19	70.02	0.39	12.24	2.61	3.35	0.11	0.09	0.71	5.36	4.42	0.05	0.26	0.39	100.00	0.45	9.78	0.78	碱流岩(梨形)	
20	73.66	0.22	13.45	1.25	0.75	0.03	0.32	1.13	2.99	5.35	0.07	0.78	—	100.00	0.64	8.34	1.67	流纹岩(SR Nocko'ds)	

① 11—宋叔和平均值, 1960; 12—戴甲平均值; 13~17由化工部化学矿产地质研究院张立英、吕晶、梅燕测试

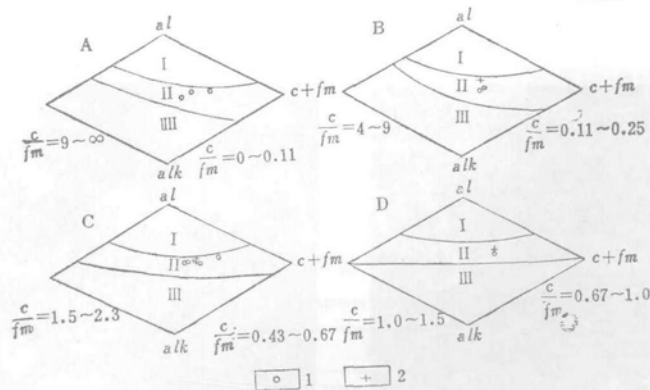


图3 尼格里四面体对称展开平面图

(底图据尼格里, 1954)

1—表2的1~10号样; 2—表2的13~17号样;

I—粘土质沉积岩; II—火成岩; III—化学沉积岩

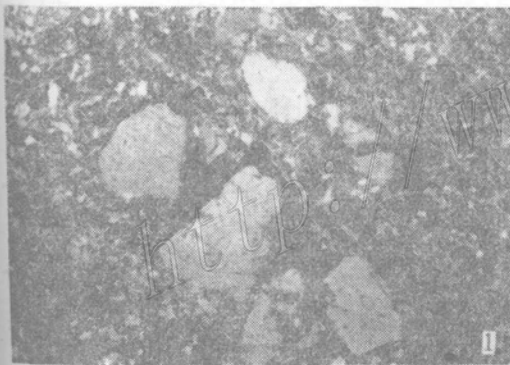
Fig. 3. Symmetrical development plan view of Niggli tetrahedron.

1—No. 1~No. 10 samples in Table 2; 2—No. 13~No. 17 samples in Table 2;

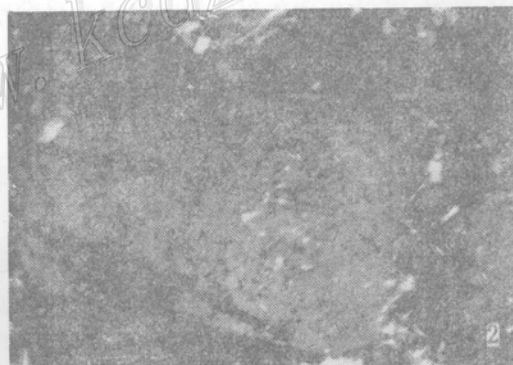
I—Clayey sedimentary rocks; II—Igneous rocks; III—Chemical sedimentary rocks.

(4) 岩石的变余结构与矿物成分更加有力地佐证其原岩是石英角斑岩类。

经系统鉴定薄片后发现, 在一些厚层的石英钠长浅粒岩与石英钠长变粒岩中, 局部还可见到变余斑状结构。斑晶由钠长石(为主)和石英组成。钠长石斑晶周边极不平整、外形多不规则, 波状消光现象明显。钠长石斑晶较大, 发育聚片、卡钠复合、卡斯巴等双晶, 但以聚片双晶最常见, 且有时呈聚斑结构(照片1)和其它显微现象(照片2、3)。石英斑晶则可见到压力影现象(照片4)。

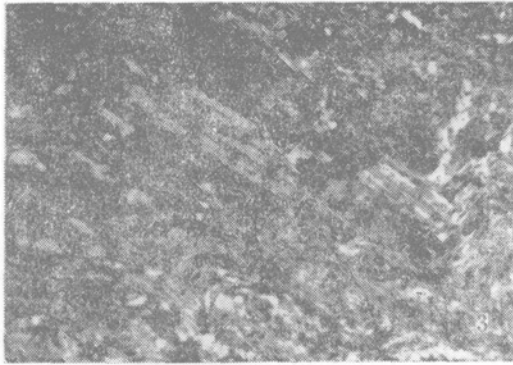


照片1 石英钠长浅粒岩的变余聚斑结构。
钠长石呈聚斑产出 正交偏光 $\times 24$

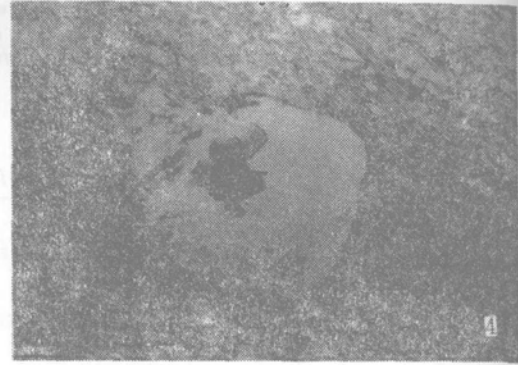


照片2 石英钠长浅粒岩的变余斑状结构。
钠长石斑晶周边有熔蚀。基质具变余晶屑结构、晶屑由钠长石(聚片双晶发育)和石英(白色粒状)组成 正交偏光 $\times 60$

岩石的基质也主要由钠长石和石英组成, 但以钠长石为主, 石英次之。另有少量绢云母, 偶见白云石。副矿物有磷灰石、磁铁矿等。



照片3 石英钠长变粒岩的变余斑状结构。
板条状钠长斑晶(聚片双晶发育)被折断后
顺“人”字型片理方向排列 正交偏光 $\times 60$



照片4 石英钠长变粒岩的变余斑状结构。
石英斑晶具压力影构造现象。基质具它形粒
状(鳞片)变晶结构,并发育片理 单偏光
(光圈缩小1/2) $\times 60$

经电子探针定量分析测定,钠长石斑晶($An=0\sim 2.33$)与钠长石基质($An=0\sim 8.11$)的单矿物化学成分不存在明显差别(表3)。

无残余斑晶的(绢云)石英钠长片岩也主要由钠长石、石英组成,次为绢云母。

表3 钠长石(斑晶与基质)的电子探针分析结果(%)

Table 3. Electron microprobe analyses of albite
(phenocrysts and groundmasses)(in percentage)

序 号		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总计	An	Ab	Or	No
1	A ₁	68.51	0.01	20.08	0.00	0.06	0.04	0.14	11.05	0.02	99.91	1.06	98.94		1.06
	A ₂	68.41	0.03	19.61	0.02	0.07	0	0.17	11.21	0.08	99.60	1.04	98.96		1.04
	B	68.19	0.32	20.56	0	0	0.08	0.41	9.95	0.22	99.73	2.30	96.55	1.15	2.33
2	A ₁	68.64	0	20.13	0	0	0.05	0	11.07	0	99.89		100		0
	A ₂	68.29	0	19.97	0	0	0.04	0	10.65	0.22	99.17		98.91	1.09	0
	B	67.67	0.44	20.04	0.35	0.55	0.08	1.26	8.02	1.03	99.44	7.5	85	7.5	8.11
3	A	68.25	0.36	20.05	0.00	0.30	0.07	0.21	10.12	0.43	99.79	1.12	96.63	2.25	1.15
	B	64.66	0.58	20.95	0.67	0.01	0	1.35	9.88	1.00	99.10	6.12	87.76	6.12	6.52
4	A ₁	68.79	0	19.92	0	0	0.05	0	11.13	0	99.89		100		0
	A ₂	68.88	0	20.15	0	0	0.07	0	10.56	0	99.66		100		0
	B	68.48	0	20.32	0	0.22	0.04	0	10.51	0.18	99.75		98.89	1.11	0
5	A	68.88	0	20.45	0	0	0.05	0	10.21	0	99.59		100		0
	B	68.32	0	20.51	0	0.49	0.06	0.34	10.12	0.03	99.87	2.30	97.70		2.30
6	A ₁	68.58	0	20.05	0	0	0	0	10.68	0	99.31		100		0
	A ₂	68.71	0	20.09	0.26	0	0	0.49	9.89	0.15	99.59	2.30	96.55	1.15	2.33
	B	66.01	0.38	21.51	0.34	0.26	0	1.13	8.66	1.07	99.36	5.88	87.06	7.06	6.25

注: A、A₁、A₂—斑晶; B—基质; 由中国地质科学院矿床地质研究所王文英测试

(5) 岩石铅同位素模式年龄与狼山群地层时代一致。

对表2的13~17号样品进行岩石铅同位素测定,其铅同位素组成见表4。利用R S Cannon (1961) 铅演化模型^[10],它们均落在正常铅范围的小三角形里(图从略),表明它们是单阶段增长的正常铅。且其 μ 值也相近,表明是单一源区的正常铅。利用多伊(Doe,1974)单阶段演化模式求得各样品的模式年龄为 $1118 \times 10^6 \sim 1187 \times 10^6$ a,应属于中元古代的产物。

表4 石英角斑岩的全岩铅同位素组成及其模式年龄

Table 4. Whole rock lead isotopic compositions and model ages of quartz keratophyre

序号	产出 岩段	岩石类型	原 岩	铅同位素比值			铅值百分比			ϕ 值	模式 年龄 (10^6 a)
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		
1	Pt ₂ Ls _{1/2}	石英钠长浅粒岩	石英角斑岩	16.631	15.316	36.853	24.17	22.26	53.57	0.68569	1118
2	Pt ₂ Ls _{1/2}	石英钠长浅粒岩	石英角斑岩	16.716	15.387	36.930	24.21	22.29	53.50	0.68741	1130
3	Pt ₂ Ls _{1/2}	石英钠长变粒岩	石英角斑岩	16.572	15.343	36.737	24.14	22.35	53.51	0.69498	1187
4	Pt ₂ Ls _{1/2}	石英钠长变粒岩	石英角斑岩	16.449	15.238	36.639	24.07	22.30	53.62	0.69224	1167
5	Pt ₂ Ls _{1/2}	石英钠长片岩	石英角斑质凝灰岩	16.679	15.352	36.828	24.22	22.29	53.48	0.68611	1121
6	Pt ₂ Ls _{2/3}	绿泥石墨云母片岩	碎屑岩	16.635	15.293	36.650	24.26	22.30	53.44	0.6821	1091

由中国地质科学院地质研究所宋彪测试

正好与区域狼山群的铅同位素地质年龄($1000 \times 10^6 \sim 1900 \times 10^6$ a)和狼山群二组地层的 Rb-Sr 同位素地质年龄($1198 \times 10^6 \pm 59.9 \times 10^6$ a)^①以及狼山群三组 锆 英 石 的 U-Pb 法年龄(928×10^6 a)^[1]较为接近。

(6) 岩石具有与狼山群其它地层相同的多期次构造特征^[5],发育相同期次的片理和劈理(照片3、4)。这表明它们的原岩是与狼山群其它地层同期沉积形成。

综合前述石英钠长浅粒岩、石英钠长变粒岩和(绢云)石英钠长片岩的诸特征,可以确认它们的原岩应属石英角斑岩类,而不应是成分与之相当的侵入岩或次火山岩或陆相喷出岩。

3 石英角斑岩类发现的意义

3.1 为东升庙矿床成因解释提供直接证据

自1958年发现该矿以后的普查评价与勘探工作中,根据所掌握的资料,前人曾提出“沉积变质”、“沉积变质、热液叠加”等成因观点。在包括本矿的区域矿床成因研究中,亦有人认为属“海底火山喷气沉积-变质矿床”^[1]或“海底远源喷气沉积变质矿床”^②。但由于没有找到可作为海底火山喷发直接证据的海相火山岩,因而对成矿物质的来源问题,至今还没有得到合理可信的解释。笔者则期望,对东升庙一带狼山群中石英角斑岩类的发现,可为“海底火山喷发沉积变质”的成因解释提供直接证据。因为东升庙矿床与石英角斑岩层有着不可

① 张英臣、肖美臣,1983,内蒙古渣尔泰群、狼山群同位素地质年龄研究,天津地质调查所所报,第一期,124~133

② 吴智慧,1987,内蒙古东升庙硫多金属矿床矿化特征及成因研究,硕士论文

物的 Co/Ni 比值都 >1 , 显示出与海底火山作用有关的特征而与正常沉积的菱铁矿层的矿石和单矿物的 Co/Ni 比值都 <1 的事实截然不同) 中直接可见到具多期片理、劈理的变质石英角斑质凝灰岩夹层(厚度多小于 1 m) 之外, 却还未观察到有石英角斑质(凝灰) 岩类直接作为 S、Zn、Pb、Cu 矿体或其不同组合的复合矿体的顶、底板出现的情况, 而是有一定的间距(图 2、图 4-①、②)。这同国内的与细碧-角斑岩系列岩石有关的典型矿床特征又有明显差别。

(2) 矿化分带与石英角斑岩层的关系: 由于东升庙矿床具有鲜明的层控与岩控特点, 因而其矿化分带受到一定的地层层位和岩性制约。从总体上看, 尽管由于东升庙矿床经历了多期次的构造^[5]挤压作用, 矿床的原生分带特征受到构造错动的破坏, 要完全恢复其原始的成矿分带特征显然已存在许多难以克服的困难, 但经大量统计、分析、研究对比, 仍可看出: 从二组的一段(石英角斑岩类在顶部产出)→二段→三段, 有下述明显的分带现象: A. 主要成矿元素(矿石矿物)与矿石构造的组合分带: 一段为 S(黄铁矿), 局部有极少 Cu(黄铜矿)、Pb(方铅矿)、Zn(闪锌矿), 主要为块状矿石, 少数为条带状、纹层状矿石; 二段普遍为 S(主要为磁黄铁矿、次为黄铁矿)、Zn(闪锌矿)、Pb(方铅矿)、Cu(黄铜矿), Cu 矿体主要集中产于此段。矿石构造多样化, 有角砾状、斑杂状、浸染状、纹层状、网脉状、揉皱状、条带状、块状, 脉石矿物有团块状重晶石、石英; 三段以 S(黄铁矿、磁黄铁矿)、Zn(闪锌矿)为最多, 次为 Pb(方铅矿), 最少 Cu(黄铜矿), 另还有集中产于此段(图 4-③)并达矿床规模的菱铁矿层^[6]。矿石为块状、条带状、纹层状、角砾状、斑杂状、浸染状。脉石矿物中也有团块状重晶石和石英。B. 金属分带: 从石英角斑岩在一段顶部产出以后到二段底部起→三段表现很明显, 可有两种分带: a. 自二段→三段的总体金属分带: 由 Cu + Cu Zn + Cu Pb Zn + Pb Zn(图 4-①)→Zn Pb(Cu) + Zn Pb + (Zn) + (菱)Fe(图 4-③); 平面上, 自矿区中部→两侧, 由 Cu + Cu Zn + Cu Pb Zn + (菱)Fe(少)→Zn Pb + Zn, Cu 矿化逐渐减弱, (菱)Fe 相对越往东越好。b. 单个厚大 Cu-Pb-Zn 复合矿体的金属分带: 自下至上出现由 Cu 矿→Cu Zn 矿→Cu Pb Zn 矿→Pb Zn 矿的连续矿化分带(图 4-①), Cu/(Cu + Pb + Zn) 的比值依次为 0.585→0.17→0.021→0.009。表现出酷似芒特艾萨、麦克阿瑟河等含火山岩矿床一般具有的垂向分带特征, 自下至上为 Cu→Zn→Pb^[7]。

3.2 标志层

(1) 构造标志: 由于东升庙矿区狼山群二组(Pt₂/s₂)含矿地层多被白垩系红层(K)和三组(Pt₃/s₃)覆盖(图 1), 因而矿区深部隐伏构造形态的确定, 一直是勘探与研究工作中连接矿体时需要解决的首要问题之一。由于石英角斑岩产出层位稳定、岩性特殊, 对于确定该区深部隐伏构造形态尚有一定标志意义。

(2) 找矿标志: 经多年的普查、勘探与研究查明, 东升庙矿床具有鲜明的层控与岩控特点。总结近几年的野外大量观察资料后得出: 在东升庙矿区现在的勘探区内, 凡有石英角斑岩类存在时, 其上覆二组二段与三段地层内必有矿(如在图 1 中有石英角斑岩出露的上覆二组二段与三段地层内, 产有多种矿体, 图 4-①、②)。且各矿体与石英角斑岩又有较稳定的产出层位关系。在菱铁矿层中局部还可见到变质石英角斑质凝灰岩夹层。根据这一事实(规律), 有理由认为石英角斑岩类也可成为今后在东升庙矿区外围(在地层与地质条件类似地区)找矿的一个标志层。即, 如在狼山群二组内找到了石英角斑岩类, 则在其上覆二组

地层内就有希望找到矿。

3.3 区域研究、对比

80年代以来,对华北地台北缘内蒙中部可供对比^①的马家店群、白云鄂博群、渣尔泰群、狼山群岩性组成的认识已取得了一些实质性进展,除李继亮的报道^[8]之外,刘仁福等又指出它们之中普遍存在作为地层组成单元的变质火山岩夹层,岩性为玄武岩、安山岩、火山碎屑岩,厚度从几米到数百米不等^②。但在四群中明确提出有细碧-角斑岩系列火山岩石的目前还只有白云鄂博群和马家店群。而在华北地台南缘(地台边缘中形成)的中元古界熊耳群中则已发现有火山岩^[9]。

因此,东升庙矿区狼山群中石英角斑岩的发现,可为区域地层研究对比、探讨华北地台南、北缘在元古时期的成岩环境及成矿地质背景提供有益的信息。

本文系笔者自1986年以来配合东升庙矿床勘探而进行的含矿岩系研究工作的小结,是在宋叔和教授的启发下完成的。在完成本文的野外与室内工作中,曾得到内蒙化工队有关领导和许广烈、魏双奎、包兴文等高级工程师与何锡章、吕广润、王志刚等工程师及本院高级工程师莫珉、张仁静的多方帮助。文内还引用了内蒙古化工地质大队、511队及其它有关资料。谨此一并深表谢意。

参 考 文 献

- 1 李兆龙等,内蒙古中部层控多金属矿床硫、铅、碳和氧同位素组成及矿床成因,地球化学,1986,(1):13~23
- 2 河北地质学院,内蒙古化工地质队,内蒙古巴盟东升庙硫铁矿狼山群的层序和地质构造特征,河北地质学院学报,1980,(2):47~66
- 3 朱上庆,中国层控矿床时空分布特征,矿床地质,1991,10(1):27~34
- 4 王仁民等,变质岩原岩图解判别法,北京:地质出版社,1987.
- 5 孙爱群等,内蒙狼山地区活动构造的地质特征,河北地质学院学报,1990,13(1):27~35
- 6 彭润民,内蒙东升庙硫多金属矿新圈出菱铁矿体,中国地质,1990,(9):31
- 7 JI H 奥甫钦尼科夫,火山成矿作用的某些规律,国外地质科技,1983,(3):68~75
- 8 李继亮,白云鄂博群的酸性火山岩,地质科学,1983,(1):36~44
- 9 杨 亿,华北地台南缘熊耳群火山岩特点及形成的构造背景,岩石学报,1990,(2):20~29
- 10 Cannon R S et al. The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis. Econ. Geol., 1961, 56: 1~38

① 黄金水等,1981,内蒙中部元古界地层划分对比及含矿层位问题的初步研究,天津地质调查所所报,第一、二期,19~41

② 刘仁福等,1983,内蒙古中部早一中元古代火山岩类岩石的基本特征及铁铜多金属矿床的找矿方向,天津地质调查所所报,第二期,50~65

THE DISCOVERY OF QUARTZ KERATOPHYRE IN LANGSHAN GROUP OF THE DONGSHENGMIAO ORE DISTRICT AND ITS SIGNIFICANCE

Peng Runmin

(Institute of Chemistry and Mining Geology, Ministry of Chemical Industry, Zhuoshou, Hebei Province)

Abstract

The Dongshengmiao polymetallic sulfide deposit, located at the western end of the Inner Mongolian axis and on the southern limb of the langshan anticlinorium, is one of the representative ore deposits in the western part of the Proterozoic polymetallic belt on the northern margin of the North China platform. Ore-bearing strata are of Middle Proterozoic Langshan Group, whose degree of metamorphism is generally as high as greenschist facies and locally reaches amphibolite facies, with obvious characteristics of multiphase deformation.

Langshan Group, dated isotopically from 1000×10^6 to 1600×10^6 a, consists of fine-crystalline dolomite marble and marble, phyllite, schist (mica schist and quartz-albite-sericite schist), quartzite, migmatite, quartz-albite leucogranulite and quartz-albite granulite. In terms of rock association, it might be divided in upward succession into three formations composed of nine lithologic members with sulfur, zinc, lead and copper sulfides and siderite beds seen in the three members of the second formation.

The protoliths of quartz-albite leucogranulite and granulite as well as quartz-albite-sericite schist are believed to be quartz keratophyric rocks, as can be proved by the following evidence: (1) they occur as beds in concordance with the overlying and underlying strata; (2) the rocks are enriched in Na and deficient in K: $\text{Na}_2\text{O} = 3.64\% \sim 5.31\% > \text{K}_2\text{O} = 1.62\% \sim 2.66\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.30\% \sim 7.0\%$, $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 0.23 \sim 0.42$, $\text{SiO}_2 = 70.47\% \sim 72.44\%$, and $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.07 \sim 0.31$; (3) petrochemical diagrams by Niggli and others show the protoliths to be igneous rocks; (4) lead isotopic model ages are $1118 \times 10^6 \sim 1187 \times 10^6$ a, quite close to isotopic ages of Langshan Group.

(下接286页 to be continued on p.286)

岩有关的热液矿床,从而创立了热卤水环流成矿;又如产于元古代板溪群中沃溪钨锡金矿,最近成矿测年是中生代,从而提出与花岗岩有关的找矿方向(史明魁,1992);再如大厂锡矿床的多期多成因论点也必须正确进行成矿测年才能给予确定。此外,在隐生宙的前寒武纪出现大量硅铁建造,有人提出是“大气圈氧变型”(Oxyatomversion)(Roscoe, 1973)的转变;在显生宙出现的大量含矿黑页岩建造,也可能是“水圈还原变型”(Redoxhydrosversion)的转变(裴荣富,1992)。这些成矿转变都需通过测年才能知道它们在全球的那些地方与什么时候发生和演化的。所以,成矿年代学研究可以说是研究金属成矿省地质历史演化的钥匙,只有通过它才能打开金属成矿省演化规律。例如,“八五”期间我们在长江中下游九瑞地区开展的成矿作用3D t (四维成矿)研究中,就是把 t (成矿年代)作为三度空间演化的时间标定,没有 t 也就无从探讨3D(三度空间)的演化规律。更重要的是通过 t 可以认识矿床的由来和去向的发展路径,即“成矿轨迹”(Metlloagenetic path)(裴荣富,1990)。在成矿轨迹上出现的成矿环境(depositional environment)的相对平衡态,也就是我们预测的成矿远景区或靶区。这比矿产的数学统计预测更具直接找矿的理论意义。

总之,金属成矿省的地质历史演化与成矿学研究具有十分丰富的研究内容,不仅有重要的科学意义也有重大的实用价值,是当代世界区域成矿学研究的重要发展方向。第八和第九届国际矿床成因协会(IAAGOD)已分别在28和29届世界地质大会上主持了“成矿作用的地质历史演化”和“金属成矿省演化”(裴荣富,1992)两个科学讨论会,第九届国际矿床成因协会将继续提议30届世界地质大会再列为讨论的课题并增加成矿年代学(J. Aichler)。据此,我们建议把这一课题列入我国成矿学基础研究的重要内容。关于研究的详细内容、途经和方法将另文讨论。

(上接288页 continued from p. 283)

Quartz keratophyric rocks are seen in the same horizon as sulfur, zinc, lead and copper as well as siderite ore beds or even occur as intercalations in siderite beds.

Based on the relationship between quartz keratophyric rocks and various orebodies combined with geological characteristics of the ore deposit and geological-structural settings for metallization, it is thought that the Dongshengmiao ore deposit was formed in an environment of middle Proterozoic submarine volcanic activity.

The confirmation of the existence of quartz keratophyric rocks in Langshan Group of the Dongshengmiao ore district contributes to the regional correlation and also conducive to the ore prospecting work in outskirts of the ore district and other areas with similar stratigraphic and geological conditions.