

陕西金堆城斑岩钼矿含矿 裂隙分布规律与成因

任启江 吴俞斌 武耀城 周会群 徐兆文

(南京大学地质系)

内容提要:对金堆城斑岩钼矿含矿裂隙系统的定点等积测量数据用分块三次多项式汉梅特插值趋势面分析程序进行电算,编制了各主要成矿阶段的裂隙密度和含脉率等值线图以及裂隙产状等密图。研究表明:成矿期裂隙含脉率峰值区以矿化斑岩小岩体为中心向外逐渐降低,与钼品位变化趋势一致,这类裂隙是在斑岩造成的热应力破裂基础上,再经区域构造应力多次作用形成;成矿前和成矿后裂隙系统的含脉率极值区偏离或远离斑岩体,仅与区域构造应力作用有关。裂隙系统主导走向为北北西,成矿产生在以压应力为主的构造环境中,含矿裂隙系统的特征与成矿过程有密切的内在联系。

主题词:含脉率等值线 裂隙密度 热应力 渗透力 构造应力

斑岩型矿床中网状含矿裂隙系统的研究对分析矿石品位变化规律、成矿过程和成矿机制具有十分重要的意义,也是进一步了解斑岩型矿床成因的基础。本文通过对我国最重要的斑岩钼矿——金堆城的露天采场含矿裂隙的定点等积测量及其结果的数学处理,探讨了研究这类含矿裂隙系统的方法及意义。

一、成矿的地质构造背景和矿床地质特征

金堆城斑岩钼矿位于华北地台南缘。矿区及其外围出露的地层有太古界太华群,元古界长城系、蓟县系、震旦系及下古生界寒武系。自太古代以来,本区经历了多次复杂构造活动。按区域地质图、卫星照片和区域布格重力资料,本区构造岩相带和纵向深断裂为东西向和北西西向,并伴有两组长期活动的区域性斜交深断裂:一组为北西—北北西向,另一组为北东—北北东向。金堆城—黄龙铺矿田位于北东向延长的老牛山大岩基的东北缘的舌状突起部外围。该舌状突起位于卫星照片上椭圆形环状影象的内环,并可见清晰的放射状影纹^①。矿田内矿床和矿点大致呈北东向展布。在卫星照片上,矿田内可见不同规模和级次的北西和北东向线性影象,金堆城矿床正位于放射状北西影象与区域性北西影象的复合部位。

金堆城矿床内见有燕山期中—粗粒花岗岩和花岗斑岩,二者均蚀变并被矿脉穿切。花岗斑岩在地表断续出露,呈330°延伸,向北东方向倾伏,倾角60°。矿体主岩主要为花岗斑岩和部分已热变质为角岩的中元古界熊耳群安山玢岩(夹少量板岩、凝灰岩)。由含钼网脉组成的工业矿体呈扁豆状,长2000m,宽600—800m,延深700m。矿体及地表下花岗斑岩为北东

① 西北冶金地质研究所遥感组1983年资料

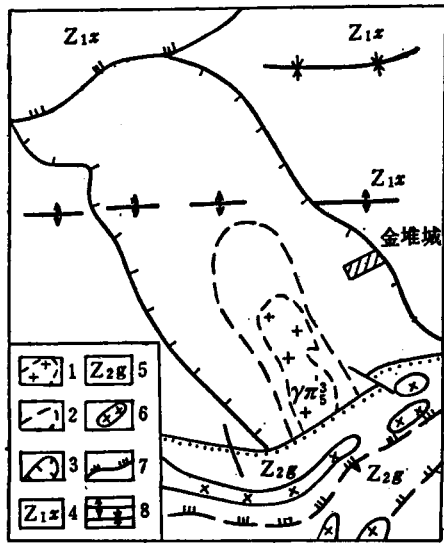


图1 矿区地质略图

1—花岗斑岩, 2—角岩边界, 3—矿体范围, 4—熊耳群, 5—高山河组, 6—辉绿岩, 7—断层, 8—背斜与向斜

Fig.1. Schematic geological map of the Jingduicheng mining area.

1. Granite porphyry, 2. Boundary of hornfels,
3. Boundary of orebody, 4. Xionger Group,
5. Gaoshanhe Formation, 6. Diabase, 7. Fault,
8. Anticline and Syncline.

东向断层切割(图1),成矿以充填作用为主。

根据我们对矿区露天采场内 210 个观测点上 230 幅地质素描图中 2300 条矿脉特征和穿插关系的综合分析对比(图2), 结合室内初步研究结果, 将含矿裂隙划分为两个矿化幕, 十个矿化阶段。

第 I 矿化幕: 含矿裂隙形成于花岗斑岩脉之前, 在 97 号观测点清楚见到本矿化幕各矿化阶段脉体为花岗岩脉穿插, 有的仅局限于斑岩内的捕虏体中。第 I 矿化幕可划分为五个矿化阶段, 即 I-1 钾长石阶段、I-2 石英-钾长石-黄铁矿阶段、I-3 石英-钾长石-黄铁矿阶段、I-4 石英-辉钼矿阶段、I-5 黄铁矿阶段。

第 II 矿化幕: 含矿裂隙形成于花岗斑岩脉之后, 是矿化的主要时期, 亦可划分为五个阶段, 即 II-1 钾长石-石英阶段、II-2 辉钼矿-石英阶段、II-3 石英-黄铁矿-萤石-辉钼矿阶段、II-4 石英阶段、II-5 石英-方解石阶段。

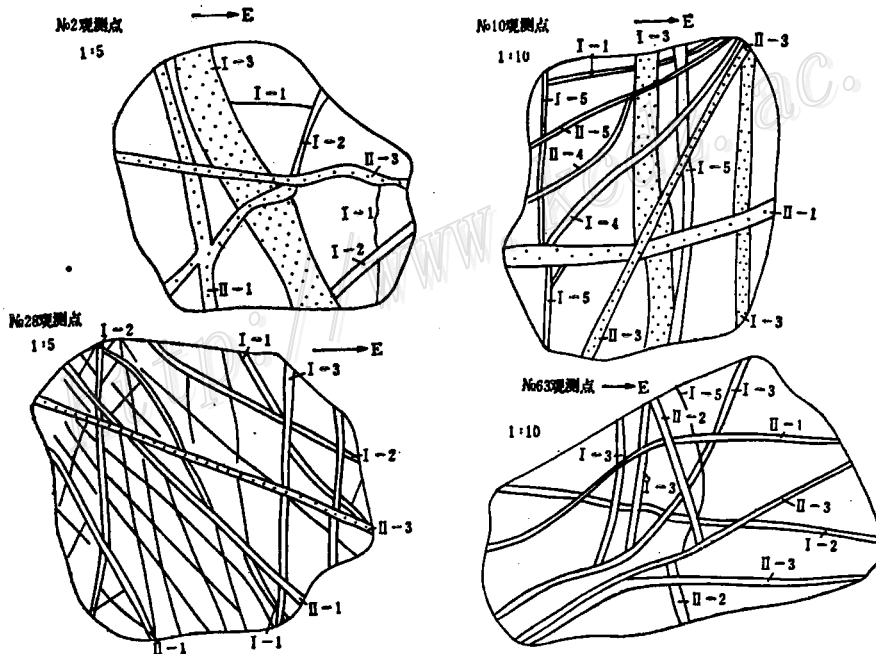


图2 不同成矿阶段含矿裂隙穿插顺序素描图

Fig.2. Sketch of intersection between various ore-bearing fissures formed at different mineralization stages.

表 1 各成矿阶段矿脉特征综合对比表
Table 1. Comparison in varied characteristics between ore veins of various metallogenic stages

矿化幕	矿化阶段	代号	矿物成分			鉴别标志	矿化阶段名称	脉旁蚀变	形成温度		流体包裹体成分				
			主要 (>25%)	次要 (25-5%)	少量或偶见 (15-0%)				上限 (°C)	下限 (°C)	K/Na (原子比)	Ca/Na (原子比)	F/Cl (原子比)	含盐度 (%)	
I	1	I-1	钾长石、石英		黄铁矿	富钾长石的网状细脉，少量黄铁矿见于脉壁	钾长石阶段	不明显	440						
	2	I-2	石英	钾长石、黄铁矿	辉钼矿、白云母、萤石、黄铁矿、闪锌矿、方解石	钾长石含量变化大，分布不均匀；硫化物颗粒细小，脉平直	石英-钾长石-黄铁矿阶段	弱硅化、白云母化	400	197	0.06	0.13	1.47	3.0	
	3	I-3	石英	钾长石、辉钼矿、黄铁矿	白云母、萤石、磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿	出现细粒辉钼矿、黄铁矿；脉平直	石英-钾长石-辉钼矿-黄铁矿阶段	云英岩化	460		1.41	0.12	0.75	7.7	
	4	I-4	辉钼矿、石英	黄铁矿	钾长石、碳酸盐	脉壁出现薄膜状辉钼矿，脉细而扭曲	石英-辉钼矿阶段	弱云英岩化	490						
	5	I-5	黄铁矿	石英	钾长石、辉钼矿、黄铜矿	以黄铁矿为主，其他矿物很少；多为网状细脉	黄铁矿阶段	弱云英岩化(黑云母化)	375	275	0.18	0.35	7.94	6.5	
II	1	II-1	钾长石、石英		黄铁矿、辉钼矿、萤石、白云母、黄铜矿、闪锌矿、赤铁矿	以钾长石和石英为主，有粗晶黄铁矿，偶见辉钼矿	石英-钾长石阶段	黑云母化 绢云母化 青磐岩化	390	222	0.07	0.05	0.08	3.8	
	2	II-2	石英、辉钼矿		黄铁矿、钾长石、萤石、白云母、黄铜矿	以石英和辉钼矿为主，其他矿物含量很少；具不对称带状构造，辉钼含量高而晶形差、粒度小，常有阶段石英脉穿入；脉壁平直	辉钼矿-石英阶段	黑云母化 绢云母化	280	260	0.13	0.07	0.45	3.8	
	3	II-3	石英	黄铁矿、萤石	钾长石、辉钼矿、沸石、白云母、方解石、黄铜矿、磁铁矿	脉较宽厚，而脉壁不平整；出现粗晶黄铁矿、萤石，而辉钼矿较少，常见晶洞构造	石英-黄铁矿-辉钼矿阶段	云英岩化 绢云母化 硅化	380	222	0.06	0.05	0.48	7.2	
	4	II-4	石英		钾长石、黄铁矿、辉钼矿、萤石	脉细而脉壁平直，常有无色透明石英类出现，有时具带状构造	石英阶段	硅化			0.03	2.09	0.85	11.8	
	5	II-5	石英、方解石		沸石、钾长石	脉细，不规则扭曲状；有较多方解石	石英-方解石阶段	碳酸盐化	310	120					

(流体包裹体成分由南京大学地质系赵梅芳分析)

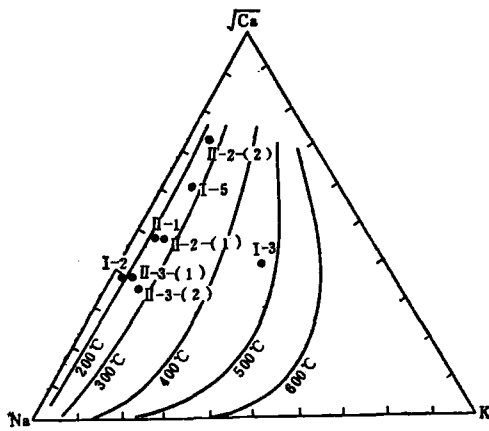


图3 石英中包裹体淋滤的钾、钠、钙浓度在 Na-K- $\sqrt{\text{Ca}}$ 图解上投影
(据Patterson等, 1981)

I-2、I-5、II-1、II-2、II-3分别代表各矿化阶段样品
Fig.3. Na, K, Ca leachate concentrations of fluid inclusion plotted on a Na-K- $\sqrt{\text{Ca}}$ diagram (after Patterson et al., 1981)

I-2, I-5, II-1, II-2, II-3 represent respectively samples from different mineralization stages.

以上各阶段的矿物成分、鉴别特征等参看表1。各矿化阶段形成温度上限是用石英单矿物爆裂法和包裹体成分计算法(Fournier等, 1973)确定的, 下限用包裹体成分计算法和均一法测定(图3)。第II矿化幕第二矿化阶段三种方法测试结果十分近似: 爆裂温度为280—260℃, 包裹体成分计算的K-Na-Ca离子与碱性长石平衡温度为273—265℃; 用均一法测定的温度为280—270℃。各阶段矿脉形成的总温度区间为490—120℃。包裹体成分分析结果表明: 成矿溶液F/Cl原子比值第I矿化幕较高, 第II矿化幕降低。计算的包裹体溶液平均含盐度为1.9—11.8%, 石英中多相包裹体分布局限。

I-5阶段黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为+4.12‰, II-3阶段黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为+3.60—+1.92‰, 辉钼矿为+4.28—+4.11‰。用线性回归法求得的II-3阶段成矿溶液的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{DS}}$ 值为+5.1‰。从成矿早阶段至晚阶段, 黄铁矿中 ^{32}S 趋于增加, 而 ^{34}S 趋于减少, 与一般热液矿床中硫化物的硫同位素组成演变趋势相反。II-2和II-3阶段石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+9.96—+8.69‰, 按矿物-水氧同位素分馏系数($10^3 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.24 \times 10^6 T^{-2} - 331$, Matsuhisa, 1979)计算的石英形成时的成矿溶液中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+2.68—+0.60‰(II-2阶段)和+4.29—-1.22‰(II-3阶段)。以上资料表明成矿溶液中有较多的非岩浆水加入。

于增加, 而 ^{34}S 趋于减少, 与一般热液矿床中硫化物的硫同位素组成演变趋势相反。II-2和II-3阶段石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+9.96—+8.69‰, 按矿物-水氧同位素分馏系数($10^3 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.24 \times 10^6 T^{-2} - 331$, Matsuhisa, 1979)计算的石英形成时的成矿溶液中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+2.68—+0.60‰(II-2阶段)和+4.29—-1.22‰(II-3阶段)。以上资料表明成矿溶液中有较多的非岩浆水加入。

二、含矿裂隙的研究方法

在热液矿床形成过程中成矿流体运移的途径、方式和数量受破碎岩石的渗透率控制。按达西定律, 通过多孔介质流体运移时, 破碎岩石的渗透率是裂隙的丰度(或称裂隙密度)和裂隙的孔径(或宽度)的立方的函数, Snow(1970)推导出下列公式:

$$k = \frac{nd^3}{12}$$

k 为渗透率(cm^2); n 为裂隙密度(cm^{-1}); d 为破碎裂隙的宽度(cm)

维拉斯(Villas)和诺顿(Norton, 1977)首次测量了美国犹他州的梅美东尔岩株的渗透率, 并电算了蚀变过程中各种组分的迁移量^[11]。海恩斯(Haynes)和泰特尼(Titley, 1980)研究了美国亚利桑那州西尼塔(Sierrita)斑岩铜矿中裂隙密度的分布规律, 提出了按观测点等积测量($50 \times 50 \text{cm}^2$)裂隙密度的方法^[9]。基于前人的工作经验, 我们在金堆城斑岩钼矿含矿裂隙的研究中, 采用定点等积测量方法, 在露天采场及其周围 1.26km^2 范围内, 设置了210个

观测点,各点横向间距30m,根据详尽的野外工作确定含矿裂隙的生成顺序和矿化阶段,测量了各观测点上各成矿阶段裂隙的裂隙密度(n)、含脉率(k)和宽度(d)。用含脉率来近似反映矿床成矿过程中渗透率的时空变化特点,其中:

$$\text{裂隙密度}(n) = \frac{\text{一定矿化期间内形成的裂隙总长度}}{50 \times 50 \text{cm}^2} (\text{cm}^{-1})$$

$$\text{含脉率}(k) = \frac{\sum \text{裂隙长度} \times \text{宽度}}{50 \times 50 \text{cm}^2} \times 100\%$$

所选定的 $50 \times 50 \text{cm}^2$ 测量面积必须具有代表性,能反映观测点 $5 \times 5 \text{m}^2$ 范围内的裂隙特征,裂隙的先后顺序必须清楚;测量面积内所有的裂隙必须全部测量,无一遗漏。对测得的数据,用分块双三次多项式Hermite插值趋势分析程序进行电算制图。在本文中该方法简称为新等值线法,它包括原始数据网格化(按方位取点,按与结点的距离的倒数加权)和按分块双三次多项式Hermite插值法求得趋势面两个步骤。这种方法的优点在于趋势面分析结果不改变测量的原始观测值而达到拟合极大值;图形失真极小,与手工编制的等值线吻合而精度更高;耗用机时少(周会群、武耀城,1985,“双三次多项式Hermite插值在趋势分析中的应用”)。此外,亦测量了各观测点各成矿阶段含矿裂隙的产状,并对裂隙面极点在吴氏网上投影,用普洛宁网进行统计,绘制等密度和走向玫瑰图,以了解含矿裂隙产状的时空演变特征。

三、含矿裂隙的时空分布规律

据我们测量的结果,金堆城露天采场平均每平方米有含矿裂隙44条,出露的各类有热液矿物充填的裂隙总量不少于200万条。表2列举了矿区内两个矿化幕及十个矿化阶段的含矿裂隙宽度、裂隙密度、含脉率的均值、标准差、相对丰度和矿化强度。每个矿化幕内从早阶段至晚阶段,脉宽由小→大→小,成矿期的含矿裂隙平均宽度较大,标准离差也较大。裂隙密度在成矿前的I-1和II-1阶段较高,即矿化前先出现数量多而宽度小的微细脉群,以后各矿化阶段裂隙密度的均值变化不大。含脉率的均值在成矿期内各矿化阶段(I-2, I-3, I-4, II-5, II-3, II-4)和成矿前II-1阶段较高,相对丰度也较大,成矿前I-1和成矿后各阶段含脉率减少。第II矿化幕各阶段总含脉率(75.2%)远大于第I矿化幕(24.8%)。在石英-黄铁矿-萤石-辉钼矿阶段(II-3)、石英阶段(II-4)、石英-钾长石阶段(II-1)、辉钼矿-石英阶段(II-2),花岗斑岩及其邻近围岩具最大渗透率,是成矿最有利的时期。

根据矿区露天采场钼相对品位新等值线图(图4-1)、总含脉率新等值线图(图4-2)和总裂隙密度新等值线图(图4-3)的综合对比,不难看出:总含脉率新等值线轮廓与钼品位新等值线轮廓基本相似,二者的极值区均在图形的东缘(露天采场的东南端,花岗斑岩的主体露头附近),而总裂隙密度新等值线轮廓(图4-3)与图4-1轮廓相差甚远,前者的极值区接近图形的中心。采场1188台阶和1210台阶钼品位与总含脉率的相关系数分别为+0.78和+0.84($n=23$ 和 22),正相关性显著的置信概率为99.9%,而钼品位与裂隙密度的相关系数仅为+0.07和+0.42,无显著相关性或相关性显著的置信概率很小。因此,含脉率较全面地反映了裂隙的性质并与含矿流体的运移直接有关,从而控制了矿石品位变化规律。

表 2 各矿化阶段矿脉宽度、含脉率、裂隙密度与矿化关系

Table 2. Width of ore veins, vein percentage and fissure density of various metallogenic stages and their relationship with mineralizations

与矿化关系	矿化阶段	脉宽(cm)			含脉率(%)				裂隙密度 (cm ⁻²)				矿化强度 ^①
		N	\bar{x}	δ	N	\bar{x}	δ	相对丰度(%) ^②	N	\bar{x}	δ	相对丰度(%) ^②	
成矿前	I-1 钾长石	727	0.25	0.33	149	1.4	1.4	7.4	144	0.079	0.097	28.6	-
成矿期	I-2 石英-钾长石-黄铁矿	144	0.89	0.94	110	2.26	2.21	9.1	110	0.044	0.045	12.2	+
	I-3 石英-钾长石-辉钼矿-黄铁矿	132	0.65	0.78	77	2.07	2.79	5.8	77	0.036	0.038	7.0	++
	I-4 石英-辉钼矿												++
成矿后	I-5 黄铁矿	406	0.46	0.52	96	0.70	0.85	2.5	96	0.038	0.042	9.2	-
成矿前	II-1 石英-钾长石	380	0.95	1.09	170	4.08	4.58	25.4	170	0.042	0.029	17.9	+
成矿期	II-2 辉钼矿-石英	171	1.30	1.43	96	3.25	4.15	11.4	96	0.034	0.021	8.2	+++
	II-3 石英-黄铁矿-萤石-辉钼矿	277	1.72	2.12	163	6.32	7.68	37.8	1.63	0.038	0.038	15.6	++++
	II-4 石英												+
成矿后	II-5 石英-方解石	35	0.31	0.24	24	0.61	0.59	0.8	24	0.022	0.015	1.3	-

N为统计数; \bar{x} 为均值; δ 为标准偏差; ① 矿化强度用含脉率相对丰度和脉体中辉钼矿含量估计; - 示无矿化; + 示弱矿化; ++ 示矿化; +++ 示强矿化; ++++ 示最强矿化; ② 含脉率相对丰度和裂隙密度相对丰度, 由均值和出现频数加权确定

图4-4至4-12为I-2、I-3、I-5、II-1、II-2、II-3阶段和成矿期前(图4-10)、成矿期(图4-11)和成矿后(图4-12)含矿裂隙的含脉率新等值线图。这些图形的综合对比表明: 矿化期各阶段含脉率新等值线轮廓与总含脉率新等值线轮廓相似, 与成矿前含脉率新等值线有一定区别, 而与成矿后含脉率新等值线轮廓有明显不同。成矿前含脉率的极值区位于花岗斑岩主体露头的西和北西侧(图5)。成矿后各阶段含矿裂隙的含脉率极值区位于图形的西端, 距花岗斑岩主体露头约1000m, 在其北西侧, 接近采场的北东东向断裂。而在花岗斑岩主体露头附近几乎无成矿后裂隙分布。图4表明: 成矿前、成矿期和成矿后裂隙的布局有明显变化, 成矿期裂隙含脉率极值区在花岗斑岩附近最大, 由花岗斑岩主体露头向外逐渐减小, 显示花岗斑岩的分布与成矿期含矿裂隙的形成有一定内在联系, 而与成矿后裂隙的产生无关。

图5和图6为2286条裂隙极点等密图和走向玫瑰图。这些图显示: 金堆城含矿裂隙具明显的方向性, 走向以325°—340°为主, 次为310°—290°, 再次为40°—75°、15°—30°。走向北西的裂隙多向北东倾斜, 亦有部分向南西倾斜, 倾角变化大, 而以中—低角度居多。成矿期与

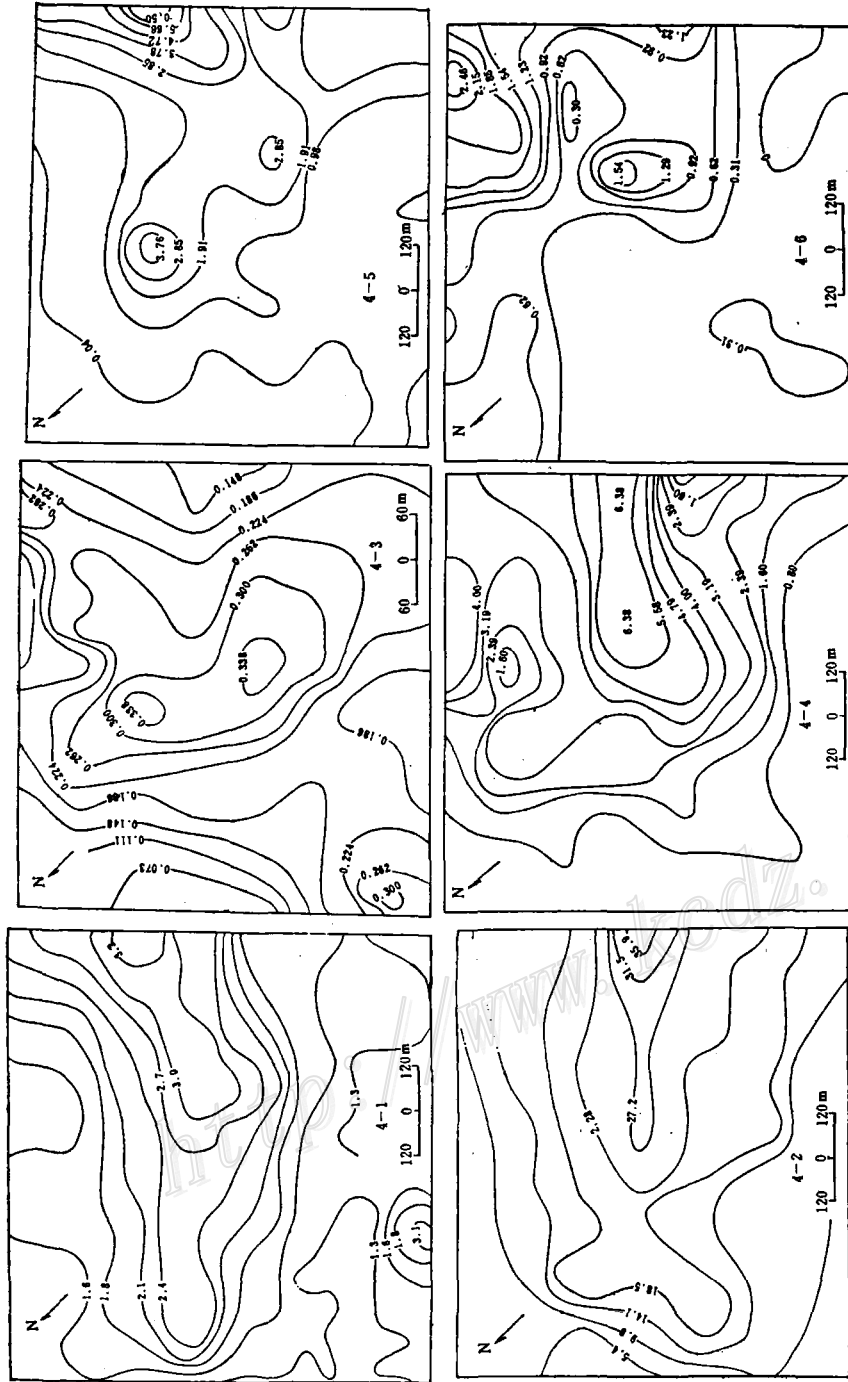


图 4-1 金堆城露天采场钼相品位新等值线图
Fig.4-1. New contours of relative M₂-ore grade at the open pit of the Jingduicheng mining area.

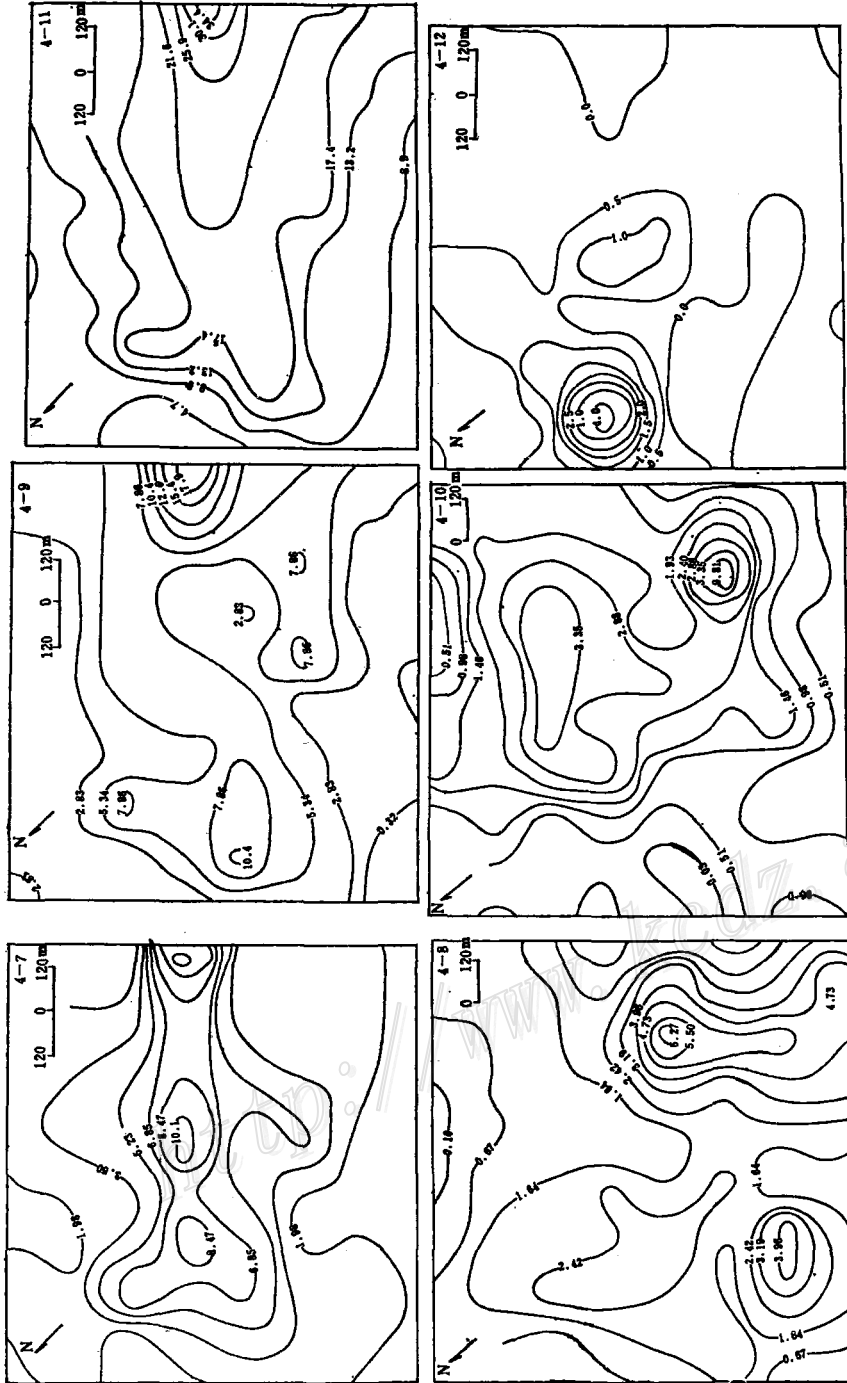
图 4-2 金堆城露天采场总含脉率新等值线图
Fig.4-2. New contours of total fissure abundance at the open pit of the Jingduicheng mining area.

图 4-3 金堆城露天采场总含脉密度新等值线图
Fig.4-3. New contours of total fissure density at the open pit of the Jingduicheng mining area.

图 4-4 I-2阶段含脉率新等值线图
Fig.4-4. New contours of fissure abundance of stage I-2.

图 4-5 I-3阶段含脉率新等值线图
Fig.4-5. New contours of fissure abundance of stage I-3.

图 4-6 I-5阶段含脉率新等值线图
Fig.4-6. New contours of fissure abundance of stage I-5.



4-10 成矿期前含脉率新等值线图
 realization stage.
 4-11 成矿期含脉率新等值线图
 zation stage.
 4-12 成矿期后含脉率新等值线图
 mineralization stage.

图 4-7 II-1阶段含脉率新等值线图
 Fig.4-7. New contours of fissure abundance of stage II-1.
 图 4-8 II-2阶段含脉率新等值线图
 Fig.4-8. New contours of fissure abundance of stage II-2.
 4-9 II-3阶段含脉率新等值线图
 Fig.4-9. New contours of fissure abundance of stage II-3.

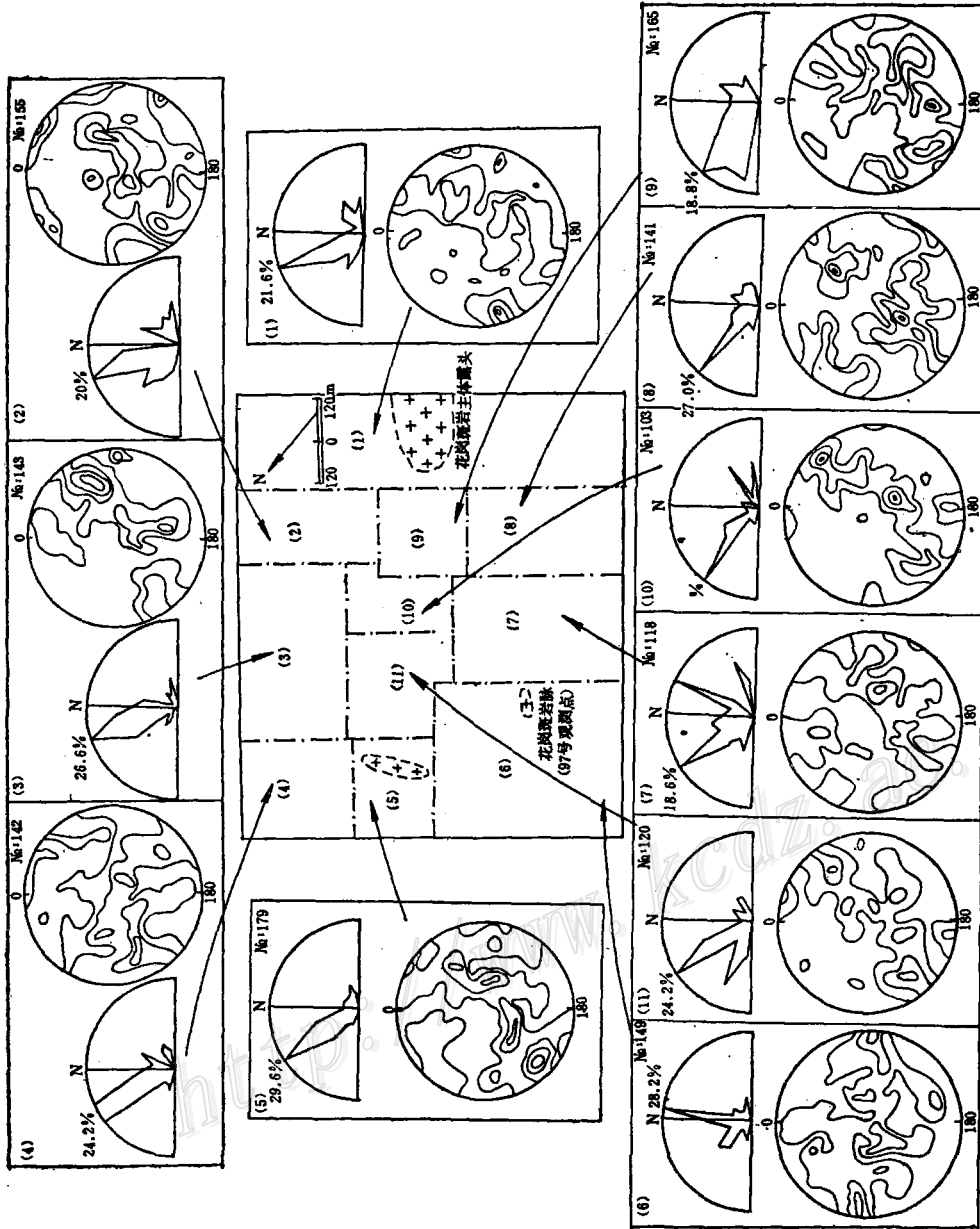


图5 金堆城露天采场含矿裂隙走向玫瑰图和裂隙面极点等密图(本图亦表示了测量区域在采场中的位置与花岗岩地表露头关系)

Fig.5. Synoptic equal-area plots and rosette strike histograms for ore-bearing fissures within the open pit of Jingduicheng.

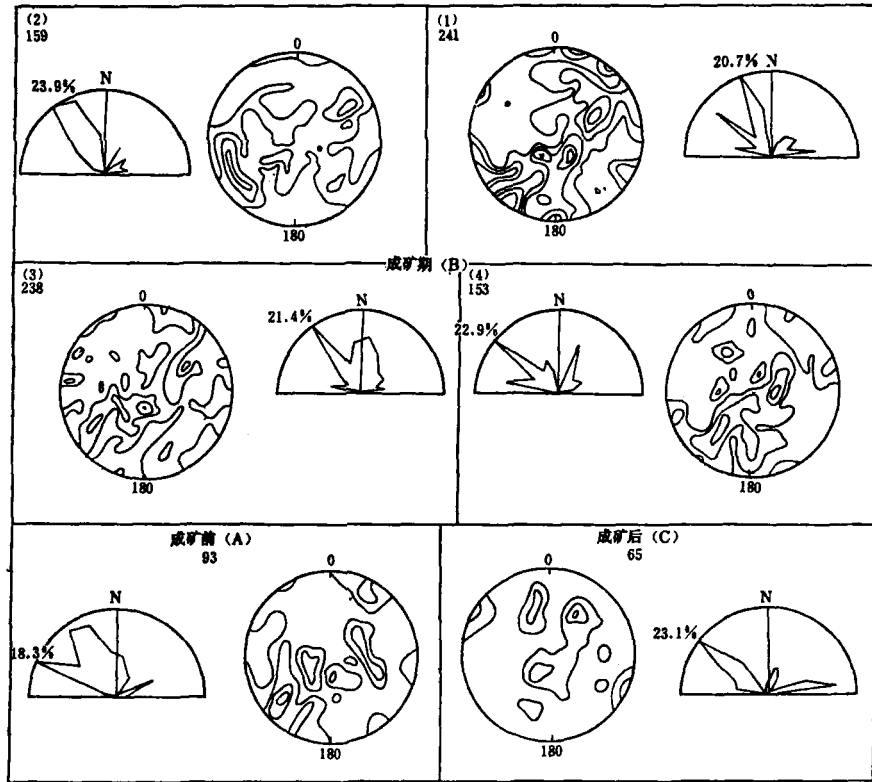


图6 金堆城露天采场中成矿期、成矿前和成矿后裂隙走向玫瑰图和裂隙面极点等密图
Fig.6. Synoptic equal-area plots and rosette strike histograms for fissures of pre-mineralization (A), mineralization (B) and post-mineralization (C) stages.

成矿前、成矿后裂隙产状变化不大，只是成矿后北东东向裂隙较发育，反映成矿后走向北东东的断裂活动较强，含矿裂隙的地表统计资料与卫星照片显示的线性影象的方向基本吻合。

四、金堆城含矿裂隙系统的研究意义

上述有关金堆城含矿裂隙系统的实际资料，具有以下四方面的理论和实际意义。

(一) 含矿裂隙系统的成因

赖普和诺顿(Knapp and Norton, 1981)^[14]采用有限元方法，电算模拟了岩浆冷凝过程中岩体及其周围应力场的演化和裂隙系统的成因；他们强调了岩浆压力和热应力在裂隙形成中的重要作用。佐洛塔也夫(Золотаев, 1983)^[17]对花岗岩内部和附近裂隙形成过程进行了三维数学模拟，也侧重于热应力对裂隙形成的显著影响。瑞因(Rehrig)等^[5]和泰特尼(Titley)等^[8, 12]则指出区域构造应力对斑岩铜矿含矿裂隙的形成具有一定意义。我们对金堆城含矿裂隙系统的研究表明：裂隙系统的形成一方面与斑岩体的侵位有关，如：总含脉率和矿化期的各阶段含脉率新等值线以花岗斑岩主体出露区为极值，向外依次减小；裂隙以平直的剪切型为主，倾角多变而以中—低角度居多；成矿前Ⅰ-1和Ⅱ-1阶段裂隙密度较高，这些都表

明热应力在裂隙形成中起了一定作用^{[1][14]}。另一方面,金堆城含矿裂隙系统具有明显的方向性,且与岩体侵位时间最接近的Ⅰ-1和Ⅱ-1阶段含脉率较低,而成矿期含脉率最高,这些又显示成矿期间区域构造应力对含脉率的高低产生的直接影响。金堆城矿区位于北西和北东向线性构造交会区,亦处于区域性北西向线性构造与放射状线性构造复合部位,因而最有利于北西向裂隙的形成。金堆城含矿裂隙的形成主要受两种因素制约,由岩体侵位造成的热应力和岩浆压力产生隐伏的微细裂隙及软弱面,然后由区域性多次构造应力作用产生含矿构造裂隙系统。斑岩体出露部位,也可能是构造应力最集中部位。

(二) 成矿的区域构造背景

斑岩铜矿和斑岩钼矿床中主要有两类裂隙系统。一是环状及放射状,其产出的部位浅,斑岩体属主动侵位,美国西部绝大多数的克莱麦思型斑岩钼矿均为此类,少部分斑岩铜矿,如美国的沙佛德(Safford, Az.)和西南太平洋的奥瑞(Aure)构造带的斑岩铜矿亦属此类^{[8][12][6]}。另一类斑岩型矿床成矿裂隙系统具有明显的方向性,如北美西南部和太平洋西南部绝大部分斑岩铜矿均属此类^{[5][12][10]}。但是属于后一类型的克莱麦思型斑岩钼矿,美国尚无报导。金堆城斑岩钼矿提供了这类成矿裂隙系统的实例。以前的研究者认为:方向性明显的斑岩型矿床产生于以挤压为主的构造环境下,与会聚板块的碰撞有关,构造裂隙系统的方向多平行于最大挤压力,常代表了板块相对运移的主导方向。而无方向性的成矿裂隙系统或产生于裂谷带,有双模式火山作用出现(如北美西部的克莱麦思型斑岩钼矿带);或者形成于以隆起为主导的构造松弛时期^[6-11]。金堆城含矿裂隙系统的特点,表明它是在以挤压为主的构造环境中产生的,但简单的板块碰撞-消减模式尚难以解释这一地区中生代构造型式,它可能与壳内俯冲或A型俯冲有关(胡受奚等,1985)。金堆城附近的石湾斑岩钼矿和河南栾川南泥湖斑岩钼矿控矿和控岩构造有某些方面相似,亦以北西-北西西和北东-北北东向为主(任启江和徐兆文等,1984,1985)。这些线性构造在卫星照片和区域布格重力资料上都有反映,属深部构造。这几组构造直接控制了东秦岭斑岩钼矿带中矿化岩体和工业矿体的分布。这些资料将有利于进一步研究东秦岭成矿带中深部构造与表层构造和控岩控矿构造与板块构造的关系。

(三) 含矿裂隙系统的分布规律

海恩斯和泰特尼(1980)对西尼塔斑岩铜矿含矿裂隙系统的研究认为:裂隙密度从早阶段脉体至晚阶段脉体逐渐收缩,即早阶段石英-钾长石脉分布广,可远离“中心”4km,而晚阶段石英-硫化物脉和钾长石-绿帘石脉距中心仅2-3km。金堆城斑岩钼矿床含矿裂隙系统并不具有固定的中心,成矿期和成矿后裂隙系统的含脉率极值区相距很远,成矿前裂隙系统含脉率极值区和成矿期间裂隙系统极值区较接近,向外含脉率逐渐减小,两者具有相近的变化规律。这些均不同于海恩斯和泰特尼的模式。很可能,不同地区不同成矿地质背景下形成的斑岩型矿床,其含矿构造裂隙系统的演化各具特色。

(四) 成矿过程

金堆城含矿裂隙系统的研究表明:成矿期间的构造活动对含矿裂隙系统的形成起了重要作用,矿区内各种矿物和有用组分的分布规律,主要取决于成矿期各个阶段裂隙系统布局的变化,因而主导的原生分带性应属脉动分带。金堆城花岗斑岩周围出现的高含脉率或高渗透率地段,不仅有利于岩浆热液上升,同时也促使地下水与热液对流,益于两种热液混合。正

是这种机制,造成了金堆城斑岩钼矿床成矿溶液较低的平均含盐度,反常的硫化物硫同位素组成演化规律和中—晚期成矿流体的低 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值,并且使得矿液中溶液组分得以迅速沉淀,形成“充填式”矿床。因此,要全面认识斑岩型矿床的成因,必须了解含矿裂隙系统的特征、分布规律及其形成与演化的全过程。

本文的野外和室内工作得到河南省地矿局、教育部、中国科学院科学基金有关课题的资助。在野外工作期间得到金堆城矿地测科同志的大力支持,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] B. Г. Занараев 1985 花岗岩体的三维形成动力学及其在成矿作用中的意义 地质地球化学 第4期
- [2] Hall, W. E., Friedman, I. and Nash, J. H., 1974, Fluid inclusion and light stable isotope study of the Climax molybdenum deposits, Colorado. *Economic Geology*, Vol. 69, pp. 884-901.
- [3] Kamilli, R. J. and Ohmoto, H., 1977, Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic studies of the Finlandia vein, Colqui district, Central Peru. *Economic Geology*, Vol. 72, pp. 950-982.
- [4] Patterson, D. J., Ohmoto, H. and Solomon, M., 1981, Geologic setting and genesis of cassiterite-sulfide mineralization at Renison Bell, western Tasmania. *Economic Geology*, Vol. 76, pp. 393-438.
- [5] Rehrig, W. A. and Heidrick, T. L., 1972, Regional fracturing in Laramide stocks of Arizona and its relationship to porphyry copper mineralization. *Economic Geology*, Vol. 67, pp. 198-213.
- [6] White, H. W., 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. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, pp. 270-316.
- [7] Tittley, S. R., Fleming, A. W. and Neale, T. I., 1978, Tectonic evolution of the porphyry copper system at Yandera, Papua New Guinea. *Economic Geology*, Vol. 73, No. 5, pp. 810-828.
- [8] Tittley, S. R. and Heidrick, T. L., 1978, Intrusion and fracture styles of some mineralized porphyry systems of the south-western Pacific and their relationship to plate interaction. *Economic Geology*, Vol. 73, No. 5, pp. 891-903.
- [9] Haynes, F. M. and Tittley, S. R., 1980, The evolution of fracture related permeability within the Ruby Star granodiorite, Sierrita porphyry copper deposit, Pima county, Arizona. *Economic Geology*, Vol. 75, pp. 673-683.
- [10] Chikao Nishiwaki, 1981, Tectonic control of porphyry copper genesis in the southwestern Pacific island arc region. *Mining Geology*, Vol. 31(3), No. 167.
- [11] Norton, D. and Knight, J., 1977, Transport phenomena in hydrothermal system; cooling plutons, *Am. Sci.*, Vol. 277, pp. 937-981.
- [12] Heitrick, T. L. and Tittley, S. R., 1982, Fracture and dike patterns in Laramide plutons and their structural and tectonic implication, American southwestern. *Advances in geology of the porphyry copper deposits*. The University of Arizona press. Tucson, Arizona.
- [13] Norton, D. L. and Knight, J. E., 1977, Transport phenomena in hydrothermal system; nature of porosity. *Am. Jour. Sci.*, Vol. 277, pp. 913-936.
- [14] Knapp, R. B. and Norton, D., 1981, Preliminary numerical analysis of processes related to magma crystallization and stress evolution in cooling pluton environments. *Am. Jour. Sci.*, Vol. 281, pp. 35-68.

DISTRIBUTION PATTERN AND ORIGIN OF ORE-BEARING FISSURES IN THE JINGDUICHENG PORPHYRY MOLYBDENUM DEPOSIT, SHAANXI PROVINCE

Ren Qijiang, Wu Yubing, Wu Yaocheng, Zhou Huiqun and Xu Zaowen

(Department of Geology, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu)

Abstract

The hypogene mineralization in the Jingduicheng molybdenum deposit of Shaanxi province can be divided into two mineralization episodes composed of ten paragenetic stages, which are (I-1) potash feldspar, (I-2) quartz + potash feldspar + pyrite, (I-3) quartz + potash feldspar + molybdenite, (I-4) quartz + molybdenite, (I-5) pyrite, (II-1) quartz + potash feldspar, (II-2) molybdenite + quartz, (II-3) quartz + pyrite + fluorite + molybdenite, (II-4) quartz and (II-5) quartz + calcite. Three measured parameters—fissure—aperture (in cm), fissure density (in cm^{-1}) and fissure abundance (in percentage)—are used to describe features of the fissure system at different stages. Quantitative data are derived by direct measurement of fissure at 210 observation points in an area of 1.26 km^2 within the open pit. The data of fissure densities and fissure abundance are computed and fitted precisely to a trend surface by a program of piecewise bi-cubic polynomial Hermite interpolation method. Poles of these fissures are plotted on equal-area nets and the fissure strike is illustrated by rosette histograms. The investigation results show:

1. The configuration of total fissure abundance contour is in rough agreement with the one of Mo-ore grade contour, whereas the total fissure density contour is quite different from the Mo-ore grade contour in shape.

2. The configuration of total fissure abundance contour is approximately consistent with that of fissure abundance, contour of each mineralization stage; nevertheless, it is somewhat unlike the contour configuration of the pre-mineralization stage and apparently different from that of the post-mineralization stage.

3. The fissure abundance at mineralization stage decreases from the center where granite porphyry outcrops beyond the open pit. The area with maximum fissure abundance at post-mineralization stage is located near the margin of the studied area and controlled by a ENE-trending fault zone.

4. Pole and strike diagrams show that all the veins and mineralized joint sets are systematically oriented in a simple pattern that consists of an approximately horizontal to approximately vertical system of fissures striking 325° — 340° , 310° — 290° , 40° — 75° and 15° — 25° , among which the NW-trending ones are predominant.

On the basis of the above data, a genetic model for the fissure system in the Jingduicheng porphyry molybdenum deposit is formulated to the effect that the thermal stress and magmatic pressure were likely to produce a set of blind or fine tensile and shear fissures within the porphyry body and host rocks around the top of the intrusion, and the mineralized fissure system was eventually formed during the repeated activation of tectonic stress. It is difficult to interpret the resulting geometrical distribution of fissure pattern by a simple collision-subduction model of coeval plate convergence, and this distribution may therefore be related to A-type subduction,

The high permeabilities as represented by the high fissure abundance around granite porphyry must have stimulated the mixing of magmatic and meteoric waters. This process has caused the low salinity and low $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ value of ore-forming solution, and might have generated an unusual variation trend of sulfur isotopic composition of sulfides. Repeated activation of this fissure system probably played an important role in mechanically preparing prerequisite for porphyry molybdenum mineralization to attain ore grade.

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