

陕西金堆城—黄龙铺地区含钼花岗 岩类稀土元素地球化学研究

聂凤军

樊建廷

(中国地质科学院矿床地质研究所) (内蒙古103地质队)

主题词: 金堆城; 含钼花岗岩类; 稀土元素; 地球化学; 热重扩散效应

提 要: 本文从稀土元素地球化学角度, 对金堆城—黄龙铺地区花岗岩类形成机制及其与钼矿化关系进行研究。结果表明: 花岗岩类地质体起源于地壳岩石的深熔作用, 其中金堆城花岗斑岩是岩浆体系内部热重扩散效应的产物, 而石家湾斑岩体只是老牛山岩基的分枝脉。成岩方式制约着斑岩型钼矿床的规模和品位。岩浆期后热液蚀变可造成原岩稀土总量和轻稀土元素含量降低, 但重稀土元素保持相对稳定, 因此, 岩石稀土元素地球化学可成为评价含钼岩体的重要标志。

金堆城—黄龙铺钼矿区位于陕西省洛南县境内，早在五十年代就以金堆城斑岩型钼矿床的发现而驰名中外。本文试图在前人工作基础上，利用岩石稀土元素数据，进一步论证花岗岩类岩体成因机制及其同钼矿化的关系，此外，对于热液蚀变过程中稀土元素地球化学性质和行为作了初步讨论。

一、岩体地质背景和岩石学特征

研究区位于中朝准地台南缘豫陕断隆内^[1]。区域地层近东西向展布，由北向南，依次为太古代太华群混合岩化黑云母斜长片麻岩，长城系铁铜沟组碎屑岩和熊耳群细碧角斑岩以及蓟县系高山河组石英岩。早古生代龙家园组，巡检司组，杜关组和冯家湾组板岩、燧石条带、灰岩和白云岩仅分布在东部较远地区（图 1）。

本区自元古代以来经历了复杂的构造活动，形成了近东西向分布的区域构造格架，与之配套的的东西向黄龙铺背斜和一系列北西—北北西，北东—北北东向断裂构造是主要控岩、控矿构造，含钼花岗斑岩及与其伴生的钼矿床大都位于上述构造的交汇部位。

区内花岗岩类岩体分布广泛，主要有老牛山黑云母二长花岗岩基、金堆城花岗斑岩岩株和石家湾二长花岗斑岩岩枝，其中钼矿化多同斑岩体有关。老牛山岩体是区内主要花岗岩类地质体，呈北东 70° 方向分布，出露面积约 440km²，岩体分别侵位于太古界太华群片麻岩，熊耳群火山岩和高山河组沉积岩地层中。岩体略具分带现象，由中粗粒黑云母二长花岗岩相和中粗粒似斑状黑云母二长花岗岩相组成，岩相带之间呈过渡接触关系。

造岩矿物主要有微斜条纹长石，斜长石（An=29—30）、石英、黑云母和少量角闪石。

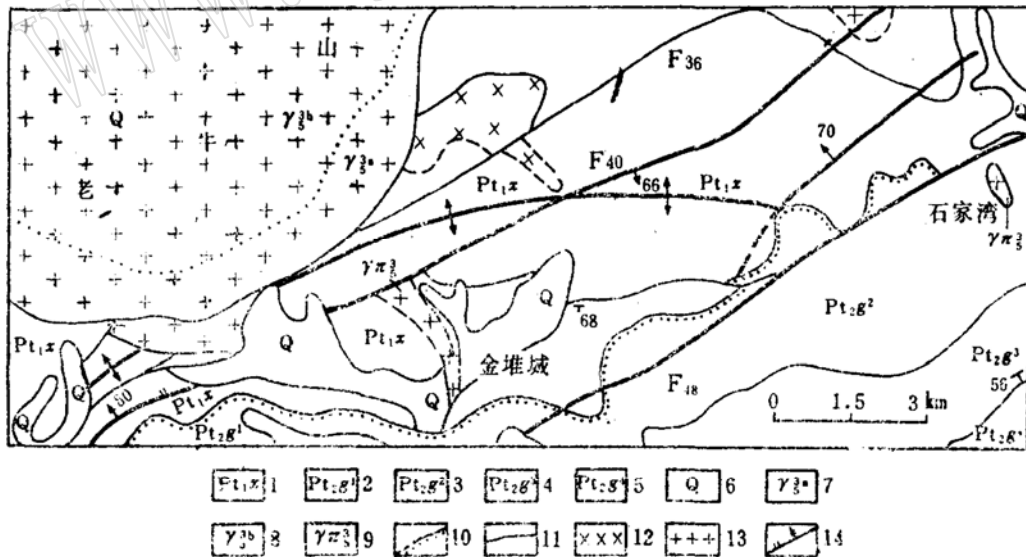


图 1 金堆城—黄龙铺地区区域地质略图

Fig. 1 Schematic regional geological map of the Jinduicheng—Huanglongpu area

- 1—熊耳群细碧角斑岩；
- 2—5—分别为高山河组石英岩、变质石英砂岩、泥质板岩和变质凝灰岩；
- 6—第四纪砂砾和粘土覆盖层；
- 7—中粗粒似斑状花岗岩相；
- 8—中粗粒花岗岩相；
- 9—花岗斑岩或二长花岗斑岩；
- 10—地层不整合界限；
- 11—地质界限；
- 12—辉绿岩体；
- 13—花岗斑岩；
- 14—断层

副矿物组合为磁铁矿、榍石、磷灰石、褐帘石、钛铁矿、黄铁矿和锆石。岩体同位素年龄为 130Ma ①（黑云母钾—氩法）。

石家湾斑岩体位于老牛山岩基东侧凸出部位，出露长度 600m ，宽 $30\text{—}130\text{m}$ ，面积约 0.06km^2 ，是一沿北西向断裂侵入到熊耳群火山岩和高山河组沉积岩地层中的不规则状岩枝。岩石具全晶质聚斑结构，斑晶有正长条纹长石、更长石（ $A_n = 20\text{—}15$ ）、石英和少量黑云母，基质为石英、正长石、钠长石和黑云母。副矿物组合有黄铁矿、磁铁矿、磷灰石和锆石，萤石含量达 13g/t 。

金堆城花岗斑岩体位于石家湾斑岩体西南约 12km 处，斑岩体长约 1.8km ，宽 0.4km ，厚度变化范围 $0.45\text{—}0.02\text{km}$ ，从北西向南东呈岩株状侵位于熊耳群细碧角斑岩内，岩体在深部同老牛山岩基呈断层接触关系。岩石具全晶质聚斑结构，斑晶有正长条纹长石（ $Or_{88}Ab_{14}$ ），斜长石（ $A_n = 15\text{—}12$ ）、石英和少量黑云母。基质由条纹长石（ $Or_{88}Ab_{14}$ ），钠长石和石英组成。副矿物组合为黄铁矿、磁铁矿、磷灰石和萤石。辉钼矿、方铅矿、褐帘石和锆石亦分布广泛。斑岩体普遍遭到热液蚀变，局部地段形成钼矿石。

斑岩体同位素年龄为 124Ma ②（黑云母钾—氩法），晚于老牛山岩基。

老牛山岩基和金堆城斑岩体副矿物磷灰石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别为 0.7089 ± 0.00012 和 0.7095 ± 0.0001 ，全岩铅同位素值分别为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.637$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.428$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.940$ ； $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.128$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.11$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.49$ ，两岩体在锶、铅同位素上的相似性与差别暗示了其相同的物质来源和演化关系^[2]。

二、岩石样品分析方法

全岩稀土元素（REE）含量是在加拿大不列颠哥伦比亚省地调分局和美国华盛顿州立大学用中子活化分析（INAA）法测定的。样品辐照是在 2MW 的麦克马斯特核反应堆内，利用RIFLS旋转装置完成的，热中子通量密度为 $7 \times 10^{12}\text{ncm}^{-2}\text{S}^{-1}$ 。所测岩石样品在衰变7天后，利用高分辨率的同轴锗探测器对 γ 谱线进行了测量，计数时间为 2000Sec 。为了确保测定数据的精度和可靠程度，样品测定过程中，对美国地调所的标样也进行了检测。

所有要检测的谱线均是通过Canbema系列80道分析仪来收集的，之后用PDP11/84型计算机进行数据处理，为了剔除相邻元素的干扰和铀分裂时对REE的影响，采用了TEABAGS系统中的NAS计算程序。

三、结果与讨论

1. 花岗岩类REE地球化学特征

对9件（老牛山岩基3件，石家湾斑岩体2件和金堆城斑岩体4件）岩石样品常量元素、微量元素和稀土元素含量进行了分析（表1）。老牛山岩基内部各岩石样品稀土元素总量（ ΣREE ）变化不明显， $\Sigma\text{REE} = 268.52\text{—}207.22\text{ppm}$ ，平均值为 237.78ppm ， $\text{HREE}/\text{LREE} = 0.03\text{—}0.05$ 和 $\delta\text{Eu} = 0.45\text{—}0.55$ 。石家湾斑岩体平均 $\Sigma\text{REE} = 210.24\text{ppm}$ ，略低于老

① 中国地质科学院西安地质矿产所资料。

② 中国地质科学院西安地质矿产所资料。

表 1 花岗岩类岩石化学成分 (重量%)
Table 1 Chemical composition of the granitic rocks

化学成分	老牛山二长花岗岩			石家湾二长花岗岩		金堆城花岗岩			
	老8401	老8402	老8403	石8401	石8402	金8401	金8402	金8403	金8404
SiO ₂	69.28	71.03	73.05	71.95	72.22	73.08	75.26	74.50	74.09
TiO ₂	0.31	0.26	0.14	0.23	0.25	0.17	0.18	0.17	0.33
Al ₂ O ₃	14.87	14.35	13.91	13.83	13.58	13.89	13.84	13.17	12.64
F ₂ O ₃	1.58	1.33	1.17	1.37	1.61	0.72	0.93	1.01	2.29
FeO	1.29	1.19	0.37	1.27	1.34	1.38	1.02	0.68	0.75
MnO	0.08	0.07	0.06	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02
MgO	0.70	0.58	0.41	0.76	0.81	0.32	0.17	0.40	0.32
CaO	2.01	1.77	1.70	1.44	1.45	1.42	0.80	0.32	0.34
Na ₂ O	4.40	3.95	3.47	3.49	3.51	3.72	3.18	2.70	1.25
K ₂ O	4.32	4.37	4.55	4.64	4.77	4.41	4.55	5.63	6.90
P ₂ O ₅	0.13	0.03	0.06	0.03	0.01	0.07	0.03	0.01	0.02
H ₂ O	0.51	—	0.64	—	0.90	—	0.51	0.91	0.45
总量	99.48	100.03	99.53	99.04	100.48	99.22	100.50	99.57	99.40
F(ppm)	600	775	700	760	720	700	850	1800	2000
Rb	230	245	200	250	239	270	280	290	360
Sr	87	75	90	75	88	80	73	24	15
La	64.40	54.42	50.22	48.10	48.33	30.33	25.62	22.72	20.80
Ce	131.60	122.21	100.31	103.44	104.52	64.35	52.64	47.10	39.48
Nd	54.03	43.32	39.61	37.21	42.03	23.51	19.50	18.02	16.20
Sm	8.41	7.30	7.11	6.52	6.43	4.81	3.21	4.41	3.62
Eu	1.09	0.95	0.82	0.88	0.88	0.71	0.58	0.81	0.60
Gd	3.72	4.19	4.30	4.65	4.34	5.62	5.58	4.34	4.32
Dy	2.76	2.95	2.45	3.41	3.56	5.62	4.96	4.65	4.03
Er	1.37	1.53	1.59	1.57	1.79	2.82	2.73	2.52	2.22
Yb	1.14	1.24	1.31	1.33	1.48	2.43	2.28	2.18	1.91
ΣREE	268.52	237.11	207.72	207.11	213.36	140.20	117.10	106.75	93.18
HREE/LREE	0.03	0.04	0.05	0.06	0.06	0.13	0.15	0.15	0.15
Ce/Yb	115.44	98.57	76.57	76.77	70.62	26.48	23.09	21.61	20.67
δEu	0.55	0.51	0.45	0.51	0.51	0.46	0.47	0.62	0.51

牛山岩体。金堆城斑岩体 $\Sigma\text{REE} = 140.20 - 117.10\text{ppm}$ ①, 平均 ΣREE 为 128.65ppm , $\text{HREE/LREE} = 0.13 - 0.15$ 。本区花岗岩类平均 $\Sigma\text{REE} = 198.73\text{ppm}$ (7件岩石样品统计), 低于地壳酸性花岗岩平均值 (292ppm , A. П. Виноградов 1962) 和标准花岗岩平均值 $\Sigma\text{REE} = 250\text{ppm}$ ^[3]。

老牛山岩基和石家湾斑岩体除了在岩相学方面略有差别外, 其它地质地球化学特征均十分类似, 而金堆城斑岩体则明显不同于上述二岩体, 下列二点尤为明显: 其一, 从老牛山岩体到金堆城斑岩体, 斜长石平均含量从 35% (体积) 降低到 22%, 长石牌号由 $\text{An} = 16 - 27$ 减小到 $\text{An} = 15 - 13$, 钾长石含量从 29.9% (体积) 增加到 32%, 而镁铁质矿物则从 10% (体积) 降低到 1.2%。其二, 在金堆城斑岩体顶

① 2件新鲜岩石样品金8401和金8402统计值。

部或同围岩的内接触带上发育有一宽度变化为0.5—2.5m的条带岩(Ribbon Rock)带⁽⁴⁾，这表明：斑岩体很可能是从富水和挥发性组分岩浆中结晶形成的。岩体的上述差异是造成全岩 Σ REE含量和配分型式变化的主要因素。

岩石REE配分型式是依据赫尔曼22个球粒陨石平均值标准化后绘制的(图2)。所测花岗岩类岩石均具较陡的右倾REE配分曲线，除金堆城斑岩体具明显的铕负异常外($\delta Eu = 0.46$)，其余两岩体铕异常不如前者明显。尽管老牛山岩基和石家湾斑岩体在轻稀土组元素(LREE)和重稀土组元素(HREE)含量上分别有不同程度的贫化和富集，但是REE配分型式基本类似，暗示了它们在岩浆演化过程中，LREE和HREE并未发生明显分离，在La/Sm—La图上，两岩体投绘点沿结晶分异线集中分布的特点就是很好的佐证。稀土元素地球化学研究表明：石家湾斑岩体是老牛山岩体派生出的岩枝，这同由岩相学、矿物学和同位素地质学方面得到的结论相吻合。

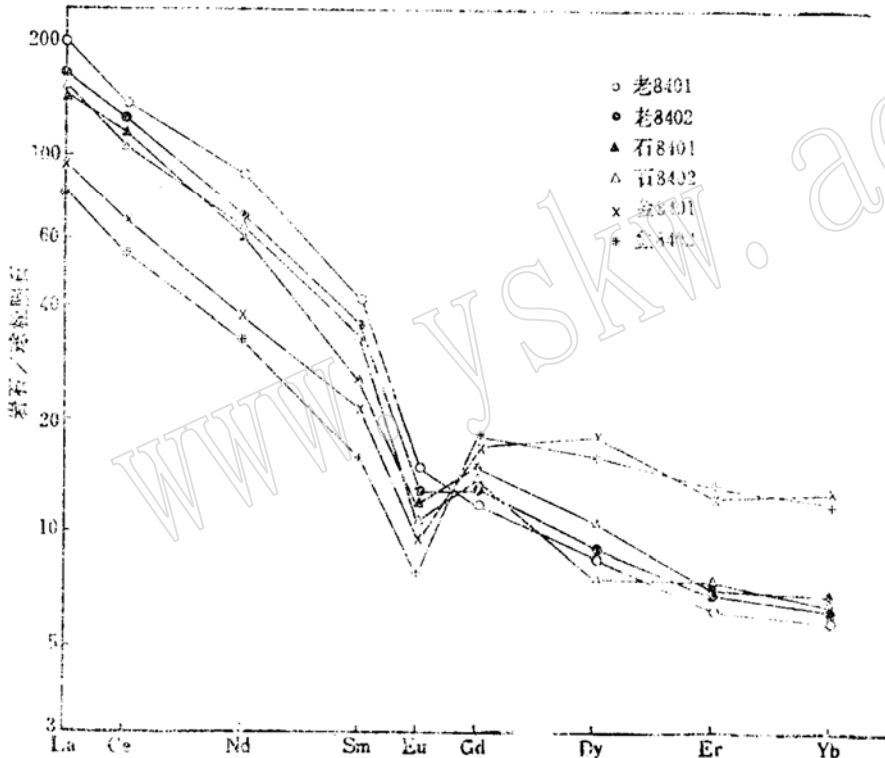


图2 花岗岩类岩石REE球粒陨石标准化型式

Fig. 2 Chondrite normalized REE patterns of granitoid rocks

老牛山岩基和石家湾斑岩体内部各样品 Σ REE含量和配分型式变化可归咎于岩体暗色矿物含量变化。晶体化学数据表明：花岗岩所含黑云母具有较大的层间离子位，这种空位不仅可容纳十二配位的 Ca^{2+} ($r_{Ca^{2+}} = 1.25 \times 10^{-10}m$)和离子半径较大的 K^+ ($r_{K^+} = 1.33 \times 10^{-10}m$)，而且可容纳钡、铷、铯和REE⁽⁵⁾，由于黑云母同时容纳HREE和LREE，所以黑云母REE配分型式为一略向右倾的曲线。金堆城斑岩体黑云母平均 Σ REE = 68.74ppm(2件样品统计)^①，HREE/LREE = 0.18是斑岩体的主要REE载体。样品老8403的暗色矿物含量和 Σ REE分别为2.5%(体积)和207.72ppm，而老8401的暗色矿物含量和 Σ REE分别是12%(体积)和268.52ppm。 Σ REE和暗色矿物含量同步增长的关系进一步证实了上述推论。

① 聂凤军1988金堆城花岗岩类主要造岩矿物特征及其岩石学意义(未刊稿)。

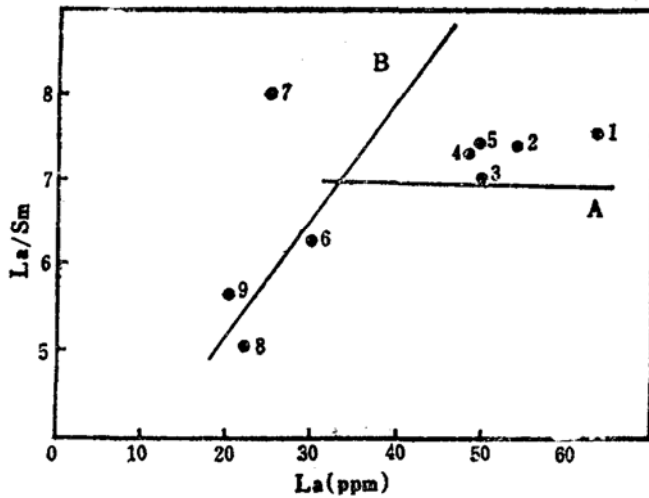


图3 花岗岩类岩石La/Sm对La图解

Fig. 3 Plot of La/Sm versus La of the granitoid rocks

图中1,2,3—分别为老8401,老8402,老8403,4,5—分别为石8401和石8402; 6,7,8,9—分别为金8401,金8402,金8403和金8404,其中金8403和金8404是蚀变花岗斑岩; A—岩浆结晶分异演化线; B—部分熔融演化线

金堆城斑岩体REE配分型式有两个明显特征,即HREE富集, $HREE/LREE = 0.13 - 0.15$ 比老牛山岩基和石家湾斑岩体高一个数量级,其次是具有较明显的铈负异常。为了反映各岩体REE配分型式相对变化趋势,绘制了REE配分型式对比图(图4)。由图可见,从老牛山岩基到金堆城岩体, LREE逐渐贫化,而HREE趋于富集,这种独特的REE配分型式很难用岩浆结晶分异、递进熔融和同化混染等成岩模式来解释,研究对比表明:岩浆体系内部的热重扩散效应(Thermogravitational Diffusion)对斑岩体的形成起了关键性作用。

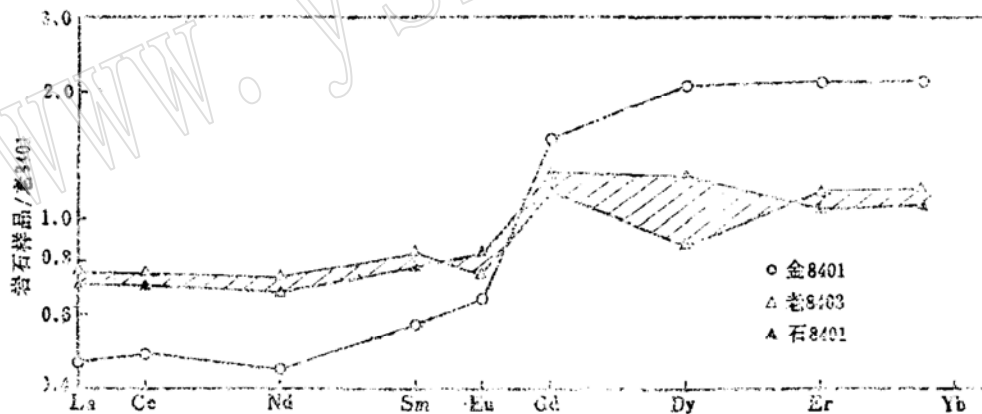


图4 花岗岩类岩石REE值对比图

Fig. 4 Diagram showing comparison of REE values of the granitoid rocks

此图是利用各岩石样品REE数据与老8401样品的比值绘制的,其中阴影区为老牛山岩基和石家湾斑岩体样品投绘范围

金堆城斑岩体成岩温度 $700^{\circ}\text{C} - 900^{\circ}\text{C}$, 压力为 $0.5 \times 10^5 \text{Pa} - 10^5 \text{Pa}$ ^①, 以富硅、钾、钨、钼和铷而贫钡和锶(表1)为特征,全岩样品氟含量达850ppm,残余黑云母中氟含量高达2.10%(重量%)。岩体上述特点均同美国加利福尼亚 Bishop Tuff 酸性火山岩相类似,据认为这是热重扩散效应形成的较为典型的岩石类型^[6]。老牛山岩基和金堆城斑岩体的成岩

① 聂凤军,1982,金堆城地区花岗岩类岩体岩石学特征及钼矿床成因探讨,中国地质科学院硕士研究生论文。

物理—化学环境(如岩浆结晶温度、重力梯度、岩浆冷凝速度、围岩压力和挥发性组分含量等)很不相同,岩浆体系内部的热力学状态也存在着很大差异,这种差异就是热重扩散效应得以产生的前提。在热力和重力作用下,热容量大的 H_2O , F , Cl , HF 挥发性组分在岩浆体系上部富集,熔体中氟的大量存在不仅可增加熔体中水的溶解度,降低岩浆粘度和晶体/熔浆比值,而且可以 $[MoO_2F]^-$ 或 $[MoO_2F_4]^{4-}$ 方式同HREE形成络合物进行迁移,从而在构造有利部位形成富挥发性组分、HREE、钼、铷、钾和铈异常的斑岩体。金堆城和石家湾斑岩体在HREE含量上的差异从某种意义上反映了与其伴生钼矿床的规模和品位的不同,金堆城斑岩体比石家湾斑岩体富HREE、氟和钼的特征表明:岩石REE配分型式可作为评价含钼岩体的重要标志。

2. 热液蚀变过程中REE地球化学行为

众所周知,钼矿化大都同岩浆期后热液蚀变有密切的成因联系。蚀变过程中REE含量和配分型式的变化是研究成矿热液的演化和探讨热液蚀变与金属元素迁移、富集规律的重要因素。

同斑岩型钼矿床有关的热液蚀变大都都是岩浆体系退化沸腾所释放的热流体对岩体或围岩

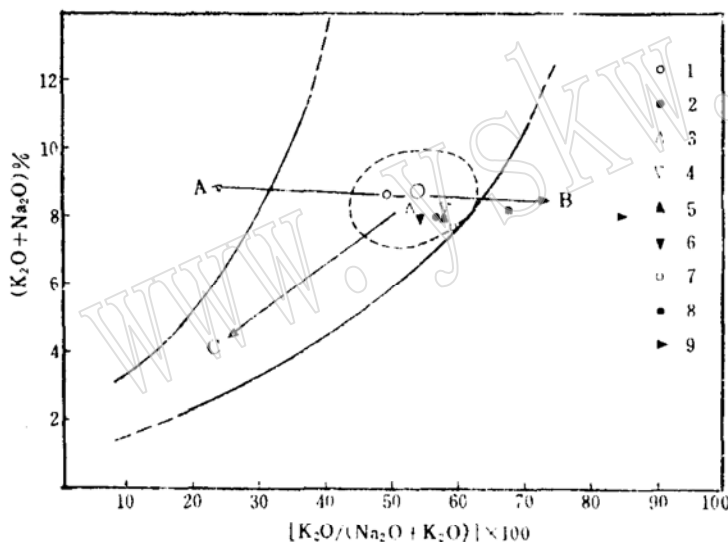


图5 花岗岩类岩石热液蚀变类型图⁽⁷⁾

Fig. 5 Plot of hydrothermal alteration type for the granitic rocks

A—钠质蚀变; B—钾质蚀变; C—正常岩浆演化方向; 1, 2, 3—分别为老8401, 老8402和老8403; 4, 5—分别为石8401和石8402; 6, 7, 8, 9—分别为金8401, 金8402, 金8403和金8404, 其中金8403和金8404为蚀变花岗斑岩, 虚线圈定范围为花岗岩

进行交代的结果,金堆城斑岩体云英岩和钼矿脉中石英氧同位素测定结果表明: $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值分别为 $+9\%$ 和 $+2.6—+8.3\%$ ^[4],同初生岩浆水氧同位素组成 ($\delta^{18}O = +5.5—+10.0\%$) 相当,反映了在云英岩和钼矿形成过程中,岩浆热液占主导地位,仅有少量大气降水混入。鉴于金堆城斑岩体经多期热液蚀变叠加,很难采到仅具一种热液蚀变的岩石样品,所以本文只对发育有钾长石化,云英岩化和泥化等多种蚀变相互叠加的样品进行初步讨论。金8403和金8404两样品镜下观察表明:在金8403样品内原生斜长石,钾长石和黑云母局部蚀变为次生绢云母、石英、绿泥石、高岭石、叶蜡石和铁质斑点,基质矿物中的次生石英含量较低,仅有10% (体积)。金8404是斑岩体内热液蚀变最强的岩石,原生斜长石、钾长石和黑云母几乎全部由绢云母、石英、绿泥石和铁质斑点取代,基质中次生石英和钾长石含量高达70%

(体积)。在图5中,金8403样品投绘点偏离正常花岗岩区,金8404样品点落在距正常岩区较远处,反映了岩石钾质蚀变的强烈程度。随着斑岩体热液蚀变程度增加,ΣREE可从新鲜岩石(金8401)的140.2ppm降低到93.18ppm,尽管HREE和LREE均有不同程度贫化,但是HREE/LREE保持相对稳定为0.15, δEu = 0.51—0.62。

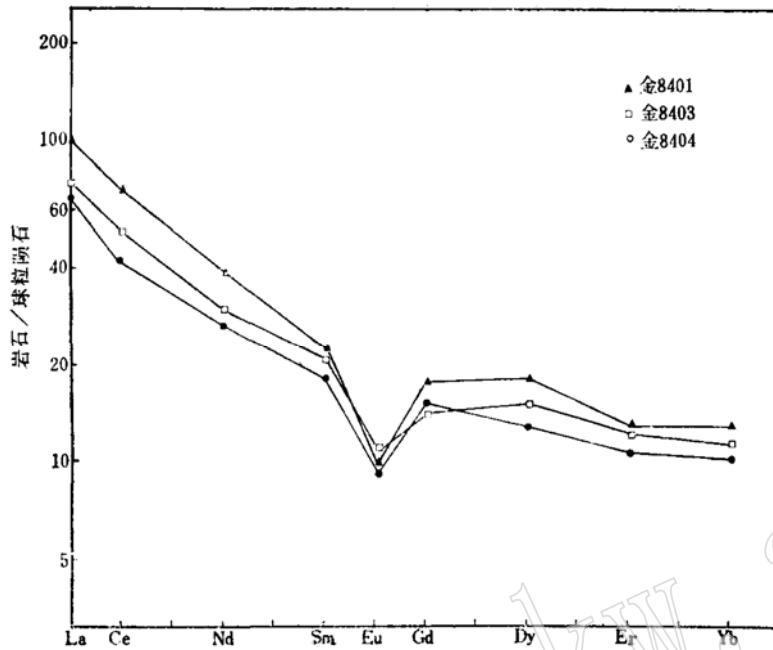
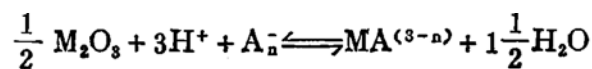


图6 蚀变花岗岩类岩石球粒陨石标准化型式

Fig. 6 Chondrite normalized REE patterns of the altered granitic rocks

斑岩体的热液蚀变一般是在低pH值、中低温(350℃—550℃)和高水/岩比条件下进行的,原生长石和黑云母的解体可释放出大量的铈、铷、钾、钠和稀土元素,这些元素可通过流体再次参与次生矿物的结晶作用。由于次生矿物结晶时物理化学环境不断变化和矿物晶体化学条件的制约,所以并非所有的金属元素都能全部参与矿物的形成,一部分元素被淋滤掉也是不可避免的,如蚀变岩中铈、铷和ΣREE含量的明显降低就是极好的例证。

从研究区各花岗岩类地质体HREE含量和配分型式来看,无论金堆城斑岩体原岩还是蚀变岩,均以富HREE为特征。原岩中HREE富集固然是热重扩散效应的结果,但是富HREE的蚀变岩除了同原岩存在继承演化关系外,一定受热液蚀变过程中某种因素支配。如前所述,金堆城斑岩体内及钼矿床中大量萤石脉的存在说明氟在热液蚀变过程中曾起到过重要作用,实验地球化学研究证实^①,氟同REE存在下列化学反应式:



其中: A = F或Cl, M = REE³⁺

即在25℃的热热水溶液中,如果加入氢和氟离子,那么许多REE会同氟构成稳定络合物——MA⁽³⁻ⁿ⁾进行搬运迁移,络合物热力学数据表明,当溶液中氟含量增高时,氟—稀土元素络合物自由能则明显降低,REE活动性增大,但是各REE络合物的相对稳定程度并未发生明显变化,这将意味着LREE比HREE更容易被淋滤和贫化。由于HREE离子半径较小,其络合物稳定程度也相对较高,所以它们可在含钼斑岩体内得以富集。

在钼矿床热液蚀变研究中,氟—稀土元素关系的研究,不仅有助于解释蚀变岩REE含量和配分型式的变化,而且可以提供钼元素迁移、富集的信息并可作为评价含钼岩体的地球

① 地质部矿床地质研究所, 1981, 稀土元素地球化学专辑, 107—108。

化学标志之一。

四、结 论

1. 金堆城—黄龙铺地区花岗岩类 Σ REE 含量和配分型式的变化在一定程度上反映了岩体成岩方式的差别,各岩体内部REE配分型式的变化主要受岩石样品中矿物成分和含量的控制。老牛山岩基和石家湾斑岩体在REE配分型式上的相似性暗示了它们的成岩机制相同,石家湾斑岩体是老牛山岩体派生出的岩枝。

2. 金堆城斑岩体以富氟、铷、钾、钼和HREE而贫钡、锶和LREE为特征。斑岩体周边发育有条带岩。斑岩体是岩浆体系内部热重扩散效应的产物,岩石独特的REE配分型式可作为评价含钼斑岩体的重要地球化学标志。

3. 含钼斑岩体在热液蚀变过程中,LREE的贫化和HREE的相对稳定同热液蚀变的叠加有关,成矿溶液中大量氟的存在,是LREE和HREE有规律变化的重要原因。

本文是笔者在加拿大进修研究工作的一部分,成文过程中得到A. Panteleyev和W. J. McMillan博士指教,野外采样期间承蒙黄典豪、王义昌和江秀杰同志支持,笔者在此谨表谢意。

参 考 文 献

- [1] 任纪舜等, 1980, 中国大地构造及其演化 (1:400万中国大地构造图简要说明), 科学出版社。
- [2] 黄典豪等, 1985, 陕西金堆城—黄龙铺地区含钼花岗岩类岩石学特征、成岩机制及其与钼矿化的关系, 中国地质科学院矿床地质研究所所刊, 第4号。
- [3] Emmermann, R., et al., 1975, Petrologic significance of rare earth elements distribution in granite, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 44, No. 1.
- [4] 黄典豪等, 1987, 陕西金堆城斑岩钼矿床地质特征及成因探讨, *矿床地质*, 第6卷, 第3期。
- [5] Deer, W. A., et al., 1962, *Rock forming minerals*, Longmans London.
- [6] Hildreth, W., 1979, The Bishop tuff; evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. In C. E. Chapin and W. E. Elston (Editors), *Ash Flow Tuffs*, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 180, 43--57.
- [7] Hughes, C. J., 1972, *Geol. Mag.*, vol. 109, 513--527.

A Study on REE Geochemistry of the Molybdenum—Bearing Granitoids in the Jinduicheng—Huanglongpu Area, Shanxi

Nie Fengjun

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences)

Fan Jianting

(No. 103 Geological Party of Inner Mongolia Autonomous Region)

Key words: jinduicheng; molybdenum—bearing granitoids; rare earth elements; geochemistry; thermogravitational diffusion

Abstract

This paper presents the systematic analytic result of rare earth elements

(REE) from the granitic rocks associated with two large molybdenum deposits, which may have provided some special information for the origin and evolution of the granitic rocks in the area.

1. The REE patterns of the Laoneushan granitic batholith and Shijiawan graniteporphyry exhibit a rightward declined curve with a faint negative Eu anomaly. The REE have content of 207.11—268.52ppm, HREE/LREE = 0.03—0.06, and $\delta\text{Eu} = 0.45—0.55$. The Laoneushan batholith and the Shijiawan graniteporphyry, showing a similar chondrited normalized REE curve, are produced at the same evolution stage by magma derived mainly from crustal remelting. The Shijiawan graniteporphyry is a branch of the Laoneushan batholith.

2. The Jinduicheng graniteporphyry bordered with the ribbon rocks is petrochemically characterized by high content of F, K, Mo and HREE and depletion in Ba, Sr, Ca and LREE. The REE values of this rock range from 117.10 to 140.20ppm with HREE/LREE = 0.13—0.15 and $\delta\text{Eu} = 0.46—0.47$. The REE pattern of the graniteporphyry is presented as a rightward declined curve with negative Eu anomaly. This unique REE pattern can only be interpreted by thermogravitation diffusion of magma, which may be used for evaluation of molybdenum-bearing granitoids.

3. The variation of LREE and HREE in the altered granitoids in a great degree is a result of the multiphase hydrothermal alteration. With increase of F in ore-forming solution, the LREE content in the altered granitoids becomes depletion, while the HREE still maintains unchangeably.

These suggestions mentioned above are consistent with the result of the petrographic and isotope studies.