

金堆城钼矿区两类不同花岗岩的关系 及其成因的研究

孙晓明 刘孝善

(南京大学地质系)

提要 本文证实了金堆城钼矿区存在两种不同类型花岗岩, 上地壳太华群和熊耳群的重熔形成老牛山、水仙台等改造型花岗岩体, 而下地壳及上地幔分熔形成金堆城等与钼矿有关的同熔型花岗岩斑岩, 两类花岗岩在成因上没有直接联系。此外还探讨了东秦岭A型俯冲与本区花岗岩成因的联系

关键词 花岗岩 改造型 同熔型 A型俯冲 陕西

一、区域地质概述

陕西金堆城斑岩钼矿, 位于华北地台西南缘中元古代褶皱带。区中出露的地层主要是太古界太华群 (Arth) 及中元古界熊耳群 (Pt₂x1)。太华群的主要岩性为各种片麻岩、混合岩及大理岩、变粒岩等组成。熊耳群岩性为一套中基性为主的火山熔岩。本区出露有一系列燕山期的花岗岩基及与钼矿有关的小型花岗岩斑岩岩株 (见图1)。现择要概述如下:

(1) 老牛山岩体: 为一大型花岗岩基, 出露面积达440 Km², 为一复式岩体, 可分为四期: 第一期为角闪二长岩, 岩株状, 由更长石、微斜长石、角闪石及透辉石组成, 占总面积的6%; 第二期为黑云母闪长花岗岩, 是该岩体的主体, 占总面积的89%, 可分为中心相及边缘相。中心相为似斑状结构, 斑晶主要是自形的钾长石, 最大可达到 $6.3 \times 2 \text{ Cm}^2$,

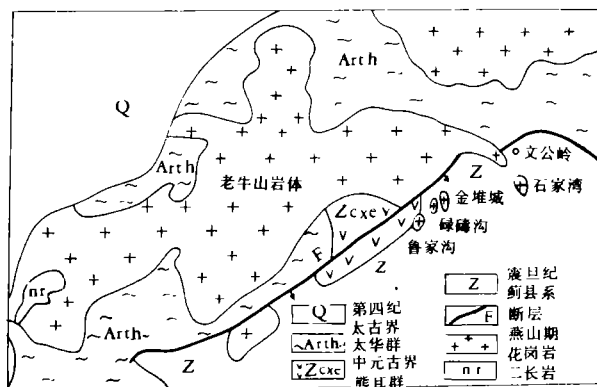


图1 金堆城钼矿区中酸性岩体分布图

肉红色, 凸出于岩体表面; 边缘相为中粗粒结构; 第三期为黑云角闪二长岩及角闪二长花岗岩, 岩株状, 仅占到总面积的5%; 第四期为局部可见的二长斑岩脉。

(2) 水仙台岩体: 为老牛山岩体向南突出的部分, 出露面积是 1.2 km², 肉红色, 中粗粒似斑状结构, 斑晶为钾长石和石英, 钾长石主要是条纹长石, 亦出现微斜长石化。

(3) 金堆城岩体: 为与金堆城钼矿有关的花岗斑岩体, 出露面积为 0.06 km^2 , 肉红色, 钾化强烈, 岩体在地下为北宽南窄, 北西延伸 (见图3)。斑晶主要为钾长石及石英。钾长石自形性极好。局部夹有灰白色黑云母花岗岩。边部常见有细晶岩壳及角砾岩带 (见图2)。

(4) 石家湾岩体: 为黑云二长花岗斑岩, 出露 0.06 km^2 , 斑晶由钾长石及斜长石组成。黑云母一般为棕色, 可达到 5 mm 。

(5) 鲁家沟岩体: 为二长花岗斑岩, 出露 0.06 km^2 , 主要由钾长石、石英、更长石及少量黑云母组成。

(6) 碌碡沟岩体: 为碱性长石花岗斑岩, 出露 0.096 km^2 , 泥化强烈。主要由钾长石及石英组成。

老牛山及水仙台等花岗岩体与金堆城、石家湾鲁家沟及碌碡沟等与钼矿有关的小型花岗岩体之间的关系问题, 一直是本区长期争论的问题。主要观点有: (1),

认为都是由硅铝质上地壳物质重熔作用而形成的 (唐尚文, 1984); (2), 认为老牛山等大岩体为地壳重熔形成, 而一系列花岗斑岩均为其派生体 (聂风军, 1982); (3), 认为老牛山岩体为上地壳重熔形成, 而斑岩体则为下地壳某种与地幔有联系的岩石分熔而成 (卢欣祥)。

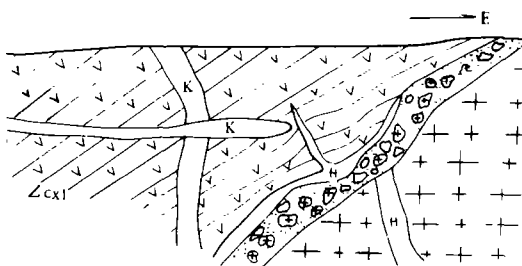


图2 1188m平台金堆城岩体与熊耳群接触关系素描图

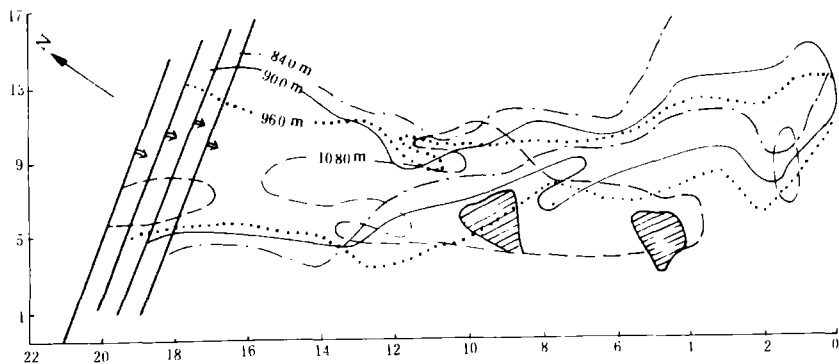
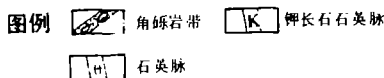
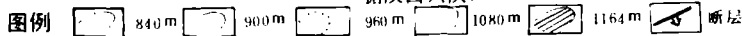


图3 金堆城岩体等高线图

(据陕西六队)



二、两类岩体的关系及主要证据

笔者经过多次野外考察及大量室内测试工作, 认为本区花岗岩可按徐克勤教授的花岗岩分类而分别划入改造型及同熔型花岗岩类。老牛山等大型花岗岩体为改造型, 而与钼矿有关的花岗斑岩则为同熔型, 它们在成因上没有直接的联系。我们的主要证据是:

(1) 二类花岗岩空间上不相连。一部分学者认为花岗斑岩是老牛山岩基的派生枝,

在空间上应相连,但最近研究否定了此说。

陕西地质六队五分队八二年于金堆城岩体与水仙台岩体之间的燕门凹断裂北侧打了两个深钻,孔深都大于800 m,其中ZK 91孔只在浅部43.7 m ~ 49.78 m、54.67 m ~ 55 m、76.64 m ~ 77.23 m 见到三条花岗斑岩脉,其余全部是熊耳群安山岩。

ZK 92孔中未见到斑岩脉,全部是熊耳群安山岩。二深孔均未见到老牛山岩体。且据计算,燕门凹断裂最大垂直断距是62 m,最大水平断距是26.2 m,因而现有深钻资料完全可以证明金堆城岩体与老牛山岩体无空间上的联系¹⁾。金堆城钼矿区一系列资料也证明了金堆城岩体在北部逐渐翘起,在燕门凹断裂附近断失(见图4)。另外,金堆城钼矿与花岗斑岩紧密共生,品位从岩体向围岩逐渐下降,在燕门凹断裂附近此钼矿品位陡然下降,亦表明金堆城岩体在此处断失(见图5)。其它斑岩体亦未见有与老牛山岩体空间上的联系。

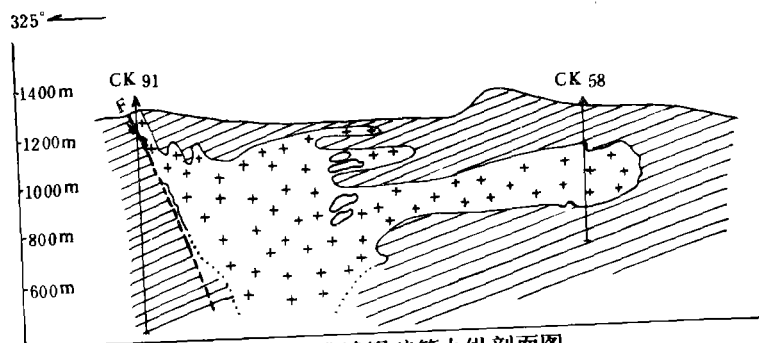


图4 金堆城钼矿第九纵剖面图
(据陕西六队)

图例: + 花岗斑岩, x 熊耳群安山岩, 推测界线, 断层

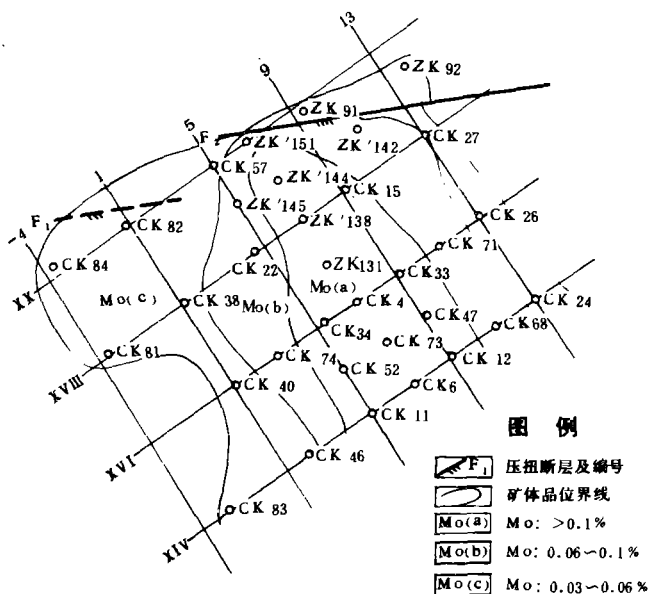


图5 金堆城钼矿北部品位变化平面图

(1)、陕西地质六队五分队, 1983.7·陕西省华县金堆城矿床燕门凹断裂北盘钼矿远景探索及西川钼矿点评价报告。

(2) 两类花岗岩岩体在副矿物组合特征上有明显区别。金堆城岩体中副矿物组合简单, 主要是萤石、黄铁矿、辉钼矿, 副矿物总量甚高, 可达到25732.54g T, 可见有铬铁矿。另外, 在金堆城岩体顶部岩枝中人工重砂测得有6.02g T的铬尖晶石, 此岩枝宽5~10m, 位于矿区第7纵剖面和第\横剖面交叉处。围岩为黑云钠长角岩³。表明该岩体与上地幔有一定成因联系。同时因为其来源较深, 故放射性元素及稀土元素矿物极少(见表1)。

老牛山岩体副矿物组成极为复杂, 副矿物总量相对较低, 为1632.04 g T到11372.128 T, 远低于金堆城花岗斑岩体。副矿物以磁铁矿、榍石、磷灰石、绿帘石为主, 出现石榴石、刚玉等高铝矿物, 出现富Th及轻稀土La、Ce等的褐帘石、富轻稀土La、Ce等的独居石, 出现富Y及U等的黑稀金矿, 出现钨的独立矿物白钨矿, 出现Th及U的独立矿物钍石及铀钍铀矿等。另外, 富稀土元素及放射性元素Th和U的锆石较金堆城斑岩体为高, 且常因其中放射性元素含量而出现曲晶石化, 因而老牛山岩体中曲晶石较多。

(3) 稀土元素组成特征有一系列差别。金堆城地区花岗岩因为一系列后期风化蚀变作用, 某种程度上使原岩的稀土元素组成发生了变化, 表现为Ce出现了大小不等的负异常(见表2)。

D. H. M 奥文德顿等对蚀变花岗岩的研究表明: 钾化可以引起除Eu以外的所有稀土元素的亏损, 绢云母化可使岩石Eu负异常明显地加强。泥化, 特别是高岭土化可以亏损轻稀土⁷。蚀变作用使花岗岩之间的对比更加困难, 但还是可见到下列区别: 大岩体较花岗斑岩ΣREE稍高, ΣCe ΣY较低, δEu值稍低, 说明花岗斑岩更富集轻稀土(见图6、图7)。至于金堆城岩体δEu值偏低, 笔者认为可能是强烈的绢云母化导致的。

(4) 两类岩体在微量元素组成及含量上存在一系列区别。老牛山等大岩体相对富有Li、Be及Sr等元素, 而花岗斑岩则以Co、Ni、Cr、Cu、Mo较富, 分别与典型改造型及同熔型花岗岩相当(见表3), 但亦有一些规律在本区不适用。

(5) 两类岩体在产状及时代上有明显区别。老牛山岩体为多期多阶段的复式岩体, 以早到晚可分为四期, 相互穿插, 各期矿物组成及结构构造有明显的区别。其边缘与熊耳群围岩及太华群往往为混合岩过渡, 常见有地层的残留体, 如片麻岩等。其形成时代较长, 大部分年龄值为燕山期, 例如84 m.y. (本文K—Ar法); 128 m.y. 188 m.y. (二机部黑云母K—Ar法); 181.1 m.y.、199.7 m.y. (西北地研所角闪石K—Ar法)等。亦有一些属于印支期及海西期的年令, 例如324 m.y. (黄建军Rb—Sr法); 204 m.y. (唐尚文Rb—Sr法)。可见从海西期开始, 老牛山岩体即开始形成。而同熔型花岗斑岩一般岩相较为单一, 只有后期岩脉穿插, 与围岩为明显侵入接触关系, 形成时代多为燕山期。

(6) 岩体成岩温度上有明显区别。H. D. Nathan等1978年提出了用喷发岩阳离子含量计算其结晶温度的方法, 他们认为各种矿物结晶温度为岩浆成分的函数:

$$T = a_0 + a_1 Al^{3+} + a_2 Ti^{4+} + a_3 Fe^{3+} + a_4 Fe^{2+} + a_5 Mg^{2+} + a_6 Ca^{2+} + a_7 Na^+ + a_8 K^+ + a_9 \ln II + a_{10} \sqrt{Al/(Na+K)} \quad (C)$$

其中 Al^{3+} 等为阳离子分数(以阳离子总数为1计)。 a_0 到 a_{10} 为常数。II值对石英为0, 对

金堆城及老牛山岩体副矿物含量 (g/T) 表1

岩体 副矿物	金堆城	老牛山 (1)				第 二期	老牛山 (2)			第 二期	第 四期
		第 二期	第 三期	第 四期	第 四期		中心相	过渡相	边缘相		
磁铁矿	22.92	5392	6316	1541	2312	5502	8993	7211	5345	1544	2342
黄铁矿	21703	1.98	81.1	113.1	181.9	2	120.3	109.5	44.5	113.1	182
萤石	2158		7.8	0.04				18.5	5	0.013	
斜长石	0.04	1780	890	1578	1183	1780	1347.69	502.9	818.8	1577.8	1183.3
磷灰石	152	2967	999	1284	192.5	2667	802.6	186.1	138.9	1264	192.5
褐帘石		13.8	65.3	132	0.02	13.8	151.77	24.5	17.90	132.05	0.02
绿帘石		779	1072	1016	2586.9	779	1826.5	1070.1	320	1018.8	2586.9
钙石	9.69	207.9	83.7	126.8	172.2	207	90.77	77.89	22.3	126.8	172
商品石			0.09					0.27			
自然铜			0.082				0.0008	0.0004	0.19		
方铅矿		0.015	0.16	0.016	0.06	0.0015	0.037	0.32	0.11	0.016	0.06
白铅矿			0.018	2.21			0.0017		0.045	2.24	
铜铅矿			0.018				0.0083	0.0043	0.04		
黄铜矿	1053		0.0004				0.0003	0.001			
磁黄矿			32.61					97.8			
赤铁矿			137.1				181.7	227.7			
褐铁矿			381.2	1.5	118.25		102.6	571.2	166.8	1.5	118.3
菱铁矿			0.00017	0.00067				0.0005		0.00067	
黄铜矿			0.00013					0.0008			
闪锌矿	11.81										
刚玉							0.0008				
石榴石			11.08	0.08				1.84	37.1	0.087	
金红石	20.27		2.04				0.0008	1.17	1.95		
辰砂			0.00017				0.0005				
孔雀石								0.0003		0.0017	
泡沸石			0.07	0.037			0.0017	0.21		0.037	
白钨矿		0.025	1.12	0.021	0.005	0.025	0.022	2.19	2.06	0.021	0.005
独居石	0.001		1.07				0.233	2.98			
铀钍铀矿			0.0017					0.005			
铀石			0.11				0.28	0.471	0.465		
黑钨矿			11.81				6.17	29.27			
钨铁矿	个别										
Σ	25732	11372	9888	11779	7677	11212	11729.6	10427.7	1632.01	11779.03	7077

* 资料来源:

金堆城岩体: 老牛山 (1) 为 [1], 老牛山 (2) 为 [2]

[1], 原西北地质局金堆城地质队, 1959, 金堆城钼矿最终地质勘探报告

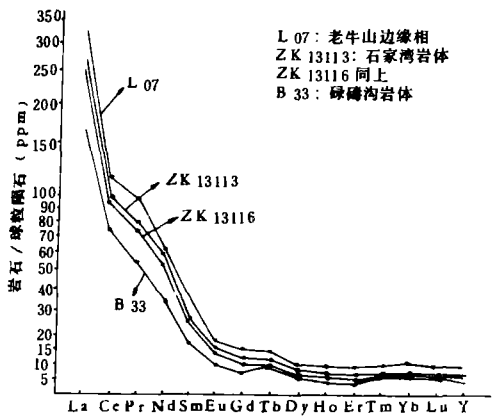


图 6 金堆城地区花岗岩球粒陨石化图解

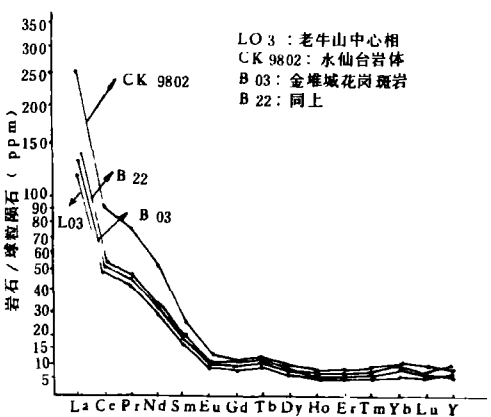


图 7 金堆城地区花岗岩球粒陨石化图解

金堆城地区花岗岩稀土配分特征 表2

岩 体	编 号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	ΣCe	δEu	δCe	
金堆城	H 33	32.85	89.76	6.1	20.72	1.15	0.6	2.25	0.38	1.56	0.32	0.89	0.17	1.02	0.16	9.30	119.74	8.33	0.67	0.69
	H 22	27.9	89.19	5.51	19.35	3.9	0.66	3.23	0.56	3.09	0.62	1.86	0.32	2.12	0.31	18.67	137.29	3.46	0.60	0.56
	B 03	23.71	44.11	1.96	17.22	3.29	0.63	2.47	0.44	2.21	0.16	1.37	0.2*	1.56	0.23	13.98	117.22	4.11	0.71	0.59
石家湾	Z K 13113	53.09	91.14	9.44	32.17	5.15	1.05	3.28	0.54	2.28	0.16	1.24	0.23	1.33	0.20	12.70	212.5	8.55	0.79	0.56
	Z K 13116	50.15	85.97	8.96	30.31	1.91	0.94	2.91	0.42	1.77	0.37	0.84	0.19	1.02	0.14	10.66	199.06	9.84	0.76	0.56
永仙台	C K 9802	50.61	85.04	8.99	30.2	1.81	0.84	3.19	0.53	2.28	0.45	1.24	0.22	1.24	0.19	13.87	207.79	7.95	0.75	0.55
老牛山	L 03	26.88	47.88	5.3	18.63	3.52	0.65	2.63	0.45	2.21	0.46	1.36	0.21	1.57	0.23	11.84	126.98	1.26	0.68	0.57
	L 07	64.04	106.99	11.13	38.36	6.27	1.18	1.17	0.65	2.94	0.58	1.58	0.28	1.72	0.26	17.32	257.77	7.74	0.72	0.69

$\delta Eu = (Eu/N) \cdot \frac{Sm+Gd}{2} / (N/Ce) \cdot \frac{La+Pr}{2}$
 $\delta Ce = (\Sigma LREE / \Sigma Y) \cdot \frac{\Sigma HREE}{\Sigma Y}$

金堆城地区花岗岩微量元素含量一览表 (ppm) 表3

	岩 体	Li	Be	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Co	Ni	Cr	V	Cu	Pb	Zn	W	F	Cl	Mo	资料来源
同 型	金堆城 (2)	9.8	5.59	336.95	111.96	1009	48.93	5.32	8	1.5	96.5	19	158	58.5	117.5	13.04	2345	60	100	本文及 [1]
	石家湾 (3)	15.1	3.8	202.1	781.8	927.7	23.3	1.5	9.6	7.3	250.3	30	13.67	51.67	36.67	0.6	1150	130	18.5	本文及 [1]
	碌碡沟 (1)	21.2	5.82	284.72	95.22	1508	31.95	1.08	1	2	102	17	6	137	111	10.66	1100	40	3.1	本 文
改 造 型	永仙台 (1)	13.7	64.72	199.76	759.32	1123	18.94	6.55	3	2	34	19	17	52	60	0.94	26.0	30	0.9	本 文
	老牛山 (1)	68.32	27.22	201.51	650.04	1811	13.98	8.55	6	5	89	21	8	63	60	11.32	970	30	1.7	本 文
同 型	华 南	21.8	1.2	151	313.9	650	15.3	12.2	16.4	13	280	60.7	80.1	30.9	105	1.15	750	100		[4]
改 造 型	华 南	177.2	8.4	388	51.8	152.6	43.3	18.5	6.5	1	1	8.9	18.8	65	81.2	12.52	4300	80		[4]

斜长石是 $\Pi = \sqrt[5]{(Na^{+} + Ca^{2+})(Al^{3+})(Si^{4+})}$; 对钾长石来说 $\Pi = \sqrt[5]{(K^{+})(Al^{3+})(Si^{4+})}$ 。此法亦适用于浅成岩。分别计算了同熔型花岗岩结晶温度, 一般都是1000℃以上(见表4)。金堆城岩体熔融包裹体测温为900~1050℃(据任海波), 斜长石斑晶形成温度为900℃,

同熔花岗岩矿物结晶温度表(℃) 表4

岩 体	矿 物 结 晶 温 度		
	石 英	斜 长 石	钾 长 石
金堆城	1051.5	898.5	1064
石家湾	942	1029	1068.5
碌碡沟	1046	1069	1094

而老牛山岩体形成温度只有500℃(据聂凤军)。表现在矿物组合上, 斑岩体中出现的钾长石多为正长石及低微长石, 有序度及三斜度均低, 石英出现熔蚀结构及高温六方结构(见照片1、2、3、4)。而老牛山岩体钾长石均为微斜长石, 有序度及三斜度都很高。另外黑云母中TiO₂

含量随其结晶温度的升高而升高, 金堆城岩体为2.84‰, 石家湾为2.73‰, 老牛山中心相及过渡相分别是2.29‰和2.14‰, 亦表明斑岩形成温度高于大型花岗岩体。

(7) 同位素组成特征存在差别。总起来说, 斑岩体(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)。低于花岗岩基。石家湾岩体为0.7093±2 (本文用磷灰石测得); 金堆城岩体为0.7075~0.7139⁵; 老牛山岩体为0.7091±2 (本文用磷灰石测得)到0.712^[5]。

金堆城斑岩体δ¹⁸O 为+8.55~+10.28‰, 其顶部皱纹岩为+7.49‰; 石家湾岩体为+10.61‰, 基本属于同熔型花岗岩范围。

因而, 笔者认为本区存在两类不同类型的花岗岩。

三、花岗岩形成过程的稀土元素模拟

笔者分别用老牛山岩体中心相及金堆城花岗斑岩作为改造型及同熔型花岗岩的代表, 采用稀土元素定量模拟了其各自的形成过程。微量元素在岩浆中行为的定量模拟是近年发展起来的一种研究方法, 各种模式甚多, 本文对源岩部分熔融采用D. M. Shaw 给出的平衡部分熔融模式, 而结晶作用考虑到花岗岩岩浆粘性较大, 分离结晶作用不现实, 故采用平衡结晶作用模式。考虑到篇幅, 具体计算过程从略。

对老牛山岩体来说, 区测资料表明其源岩由20%的熊耳群安山岩及80%的太华群地层组成。这些源岩经40%部分熔融形成的花岗岩浆, 再有70%经过平衡结晶作用所产生的模拟花岗岩稀土元素组成与老牛山岩体中心相基本吻合(见表5)。

模拟花岗岩与老牛山岩体中心相稀土元素含量对比表(ppm) 表5

稀 土 元 素 岩 体	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
老牛山岩体中心相	106.19	38.36	6.27	1.18	4.17	2.94	1.58	1.72	0.26
模拟花岗岩	105.66	44.71	7.91	1.33	6.55	3.26	2.44	2.09	0.15

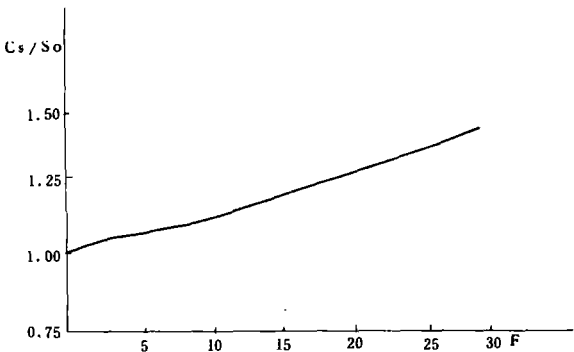


图 8 原始地幔及残留地幔中Ni比值与地幔熔融程度关系
(据 Kay, R. W. 1978)

对金堆城花岗斑岩而言，其中含有一定量的铬铁矿及铬尖晶石，说明其成因与上地幔有联系。据 Kay, R. W等的研究，地幔物质经过部分熔融如果已知原始地幔中的Ni 含量So，亦知残留地幔中Ni 的浓度Cs，则即可求得地幔的局部熔融程度 F（见图 8）。桐柏大河蛇绿岩套中纯橄榄岩 Ni 含量是1578ppm（据邓起,1985）。设此纯橄岩是东秦岭上地幔分熔残留物，而玄武岩为其分熔产物，已知原始地幔 Ni 为1500PPm（刘英俊，1984），则本区地幔分熔程度为4.5%，即东秦岭地区原始地幔是4.5%的玄武岩及95.5%的纯橄岩组成，据此可得到原始地幔的岩石化学及稀土元素

含量（见表 6）。下地壳组成岩石采用陕西潼关东桐峪出露在太华群上部的角闪二辉麻粒岩。下地壳经过30%部分熔融产生的岩浆与上地幔 3%分熔所产生的岩浆混合，经过90%的平衡

东秦岭上地幔岩石化学及稀土元素含量（%和ppm） 表6

SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅
41.31	1.24	0.07	0.4	43.29	1.64	5.53	0.7	0.14	0.16	0.05
Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Eu	Yb	Lu		
6.26	3.77	0.82	0.2	0.63	0.62	0.3	0.34	0.5		

结晶所产生的模拟花岗岩与金堆城岩体稀土元素实测值基本吻合，惟模拟花岗岩 Eu 值较高（见表 7），笔者认为这可能是斜长石在部分熔融时，钠长石与钙长石发生分解，钙随地壳

模拟花岗岩及金堆城岩体稀土元素含量对比表（ppm） 表7

岩 体	稀 土 元 素										资料来源
	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu		
金堆城岩体	38.68	15.78	3.33	0.51	2.73	2.55	1.54	1.81	0.27	本文及 [4.]	
模拟花岗岩	34.58	17.25	3.681	1.81	2.78	2.61	1.28	1.35	0.11		

基性岩化而残留下来，钠长石则向熔体中迁移，Na⁺ 及Ca²⁺ 在斜长石中的配分系数分别是 6

和 8 ,其离子半径分别是 $1.10\text{\AA}$ 和 $1.20\text{\AA}$, Eu^{2+} 在八次配位时离子半径为 $1.33\text{\AA}$, 与 Ca^{2+} 离子半径相近, 配位数相同, 电价相同, 因而 Eu^{2+} 亦与 Ca^{2+} 一起残留下来, 事实上下地壳中 Eu 为正异常, 但在计算中, 却认为钙长石与钠长石一起分熔, 以至模拟花岗岩中钙长石增加, 引起 Eu^{2+} 升高。另外, 金堆城岩体强烈的蚀变, 尤其是绢云母化, 可引起 Eu 的亏损。

因而, 老牛山岩体主要是上地壳经过重熔形成的, 而金堆城岩体则是由下地壳及上地幔经过分熔形成的, 它们分别属于改造型及同熔型花岗岩。本区其它岩体均可分别以此二种方式形成, 惟其分熔程度或结晶程度有所区别。

四、本区花岗岩成因的讨论

长期以来, 人们都将斑岩体及一系列斑岩矿床的形成与板块俯冲, 主要是B型俯冲联系起来, 此种联系对于解释一系列环太平洋带的斑岩铜矿等斑岩矿床起到了很好的作用。但是人们越来越发现, 在世界上许多地方, 斑岩体与斑岩矿床的形成很难与B型俯冲联系起来, 例如北美地台西缘一些大型斑岩钼矿, 如宾根姆、克莱梅克斯等, 其形成区距太平洋板块超过 1000 km ; 东秦岭钼矿带距太平洋板块大于 1500 km , 且其走向为东西向, 同时华北地台与西南地台之间的古秦岭海早在海西期末即已封闭。这些现象迫使我们去寻求其它的解释。胡受奚教授曾多次明确指出: 大陆内部的碰撞及由此产生的A型俯冲, 可以较完满地解释这些现象。

东秦岭一系列地质现象表明A型俯冲是客观存在的。例如: (1) 东秦岭地壳厚度特别大, 一般大于 40 km , 钼矿产出区则多数达到 45 km , 其原因可能是大陆内部俯冲引起地层缩短及重迭。(2) 存在一系列大型深层、迭瓦式逆冲断裂带, 一般由南部向北部逆冲, 老地层常逆冲到新地层上(据贾承造等, 1985、9)。

一系列古生物学、地层学、古地磁及矿床学方面的证据都表明: 西南地台及华北地台分别属于南方冈瓦纳大陆及北方劳亚大陆, 它们在中元古代以前间隔很远, 且中间为古大洋所隔(胡受奚, 1986)。中元古代, 海洋板块向华北地台俯冲, 形成了华北地台南缘古老结晶基底上厚达 3 km 到 7 km 的安山岩系——熊耳群。一系列证据都表明熊耳群安山岩与北美安第斯安山岩相似(贾承造, 1984)。此时俯冲带可能位于黑沟——栾川断裂一带。海洋板块进一步俯冲形成了商丹断裂及栾川断裂之间的加里东褶皱带。据邓起等研究: 本区加里东早期为拉张环境, 而晚期则为挤压环境。东秦岭地区在海西末期古秦岭海消失, 西南地台与华北地台相接, 从而在二地台间形成对称分布的不同时代褶皱带(见图9)。但是板块俯冲并未停止, 只是由B型俯冲演变为A型俯冲。印度板块对西藏板块的由南向北偏东的推动力可使得西南地台断续向华北地台俯冲。海西期末开始, 西南地台与华北地台之间的秦岭地槽沉积物由于强烈挤压而缩短、褶皱进一步发展而发育一系列逆冲断层及推覆体构造, 同时地壳物质可沿华北地台内部的软弱层面, 例如康氏面等产生陆内A型俯冲, 由于物理化学条件的改变地壳物质发生重熔, 其中K、Si、Ac等组分上升, 对上地壳交代形成了本区改造型

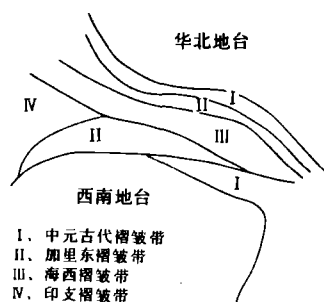


图9 东秦岭不同时代褶皱带分布图
(据邓起1985)

花岗岩,例如老牛山岩体等,而残留部分发生基性岩化、榴辉岩化,其比重升高,有利于A型俯冲的进一步发展。陕西华县到河南信阳一条深大犁状断裂系中20 km处存在3 km厚的低速层,即为证据之一。老牛山岩体出现海西期年龄,说明本区A型俯冲在海西期以前即发生。A型俯冲的进一步发展,使得莫氏面之间亦可发生A型俯冲,引起下地壳及上地幔分熔,形成了本区同熔型花岗斑岩如金堆城等岩体,此种作用以燕山期最为强烈。因为没有水分加入,俯冲在较干的条件下进行—故分熔程度较小,所以同熔型花岗岩没有同源火山岩。本区上地壳地层例如熊耳群及太华

群中,有大量中基性火山岩,因而由它们所形成的改造型花岗岩接近同熔型,又由于本区地壳厚度较大,故同熔型花岗岩浆上升过程中,有大量地壳物质加入,故接近于改造型花岗岩。因而本区两类花岗岩有时区别不太明显,且与华南典型改造型及同熔型花岗岩在某些方面有一些区别。

五、结 论

(1) 一系列证据表明本区存在改造型及同熔型两类花岗岩。太华群及熊耳群等上地壳地层重熔形成改造型花岗岩,而下地壳及上地幔的分熔形成同熔型花岗斑岩。

(2) 大型花岗岩基与小型花岗斑岩体之间没有直接的成因联系,二者不是同源产物。

(3) 本区海西末期开始的华北地台与西南地台之间的A型俯冲产生了一系列燕山期花岗岩。

本文成文过程中,得到了胡受奚教授的指点,在此表示衷心的感谢!

主要参考文献

- (1) 张玉铭, 1983, 12, 陕西小秦岭中酸性岩体地球化学和矿化特征探讨, 《陕西地质》, 1983, Vol 1, 第二期
- (2) 陕西地矿局, 1983, 《陕西花岗岩》, 陕西科技出版社
- (3) 薛祖雷, 1984, 陕西金堆城地区含钼花岗岩类成因及成矿的讨论, 《陕西地质》, 第二卷, 第二期
- (4) 南大地质系, 1981, 《华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系》, 科学出版社
- (5) 沈福农, 1985, 金堆城钼矿成因兼论深源热液成矿机制, 地质与勘探, 第六期
- (6) 周玉泉, 1984, 板块构造的一种新型俯冲作用——A型俯冲作用, 地质科技动态, 第六期
- (7) P. Henderson, 1984, Rare earth elements geochemistry, Developments in geochemistry 2.

- (8) Zell, E., Peterman and Carl E. Hedge, 1967, (^{87}Sr ^{86}Sr) ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts. Earth and planetary science letters 2 (1967) PP 433—439.

STUDY ON THE RELATIONSHIP BETWEEN TWO DIFFERENT TYPES OF GRANITES AND THEIR GENESIS IN JINDUICHENG MOLYBDENUM MINING AREA, SHANXI PROVINCE

Sun Xiaoming Liu Xiaoshan

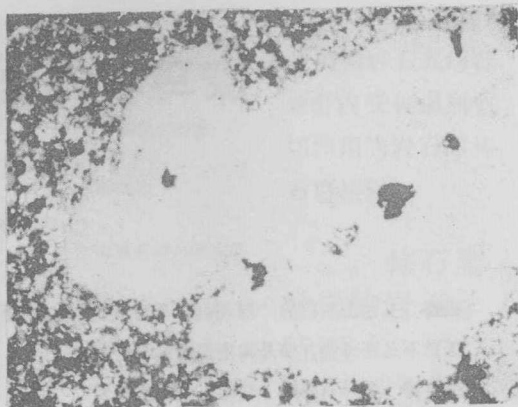
(Department of Geology, Nanjing University)

Abstract

It is suggested in this paper that there are transformation-type granite and syntexis-type granite in the famous Jinduicheng molybdenum mining area based on the study of accessory minerals, stable isotopes, REE distribution and REE quantitative analog. The transformation-type granites are formed by remelting of Taihua and Xionger groups in the upper crust, but the syntexis-type granites are formed by partial melting of the upper mantle and lower crust. There are no direct genetic relations between large granite batholith and small porphyry stocks. Granites of Yanshanian period in this area are ascribed to A-type subduction movement between the South-West platform and North-China platform.



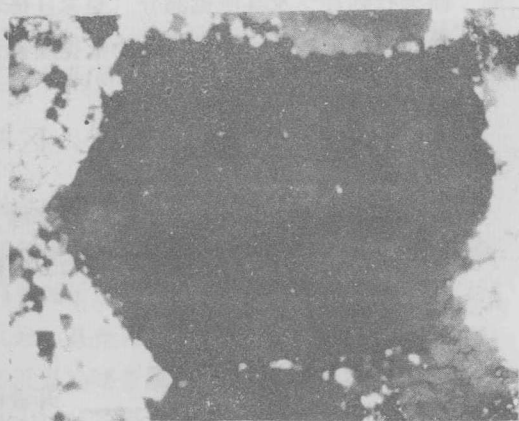
照片1 老牛山岩体中的微斜长石。
正交偏光 2.5×4 标本 L02



照片2 碌碡沟岩体中高温石英熔蚀结构。
正交偏光 2.5×4 标本 B33



照片3 金堆城岩体中高温石英呈六方双锥晶形，
由于 β 石英向 α 石英较变，体积收缩，
有裂缝出现。正交偏光 2.5×4
标本 J 117615—2



照片4 金堆城岩体中石英呈高温六方双锥
晶形。正交偏光 2.5×4
标本 J 117607—2