

鲁山太华群麻粒岩相岩石 形成的地球化学限制*

徐启东 高山 刘庆生

(中国地质大学, 武汉 430074)

主题词 麻粒岩相岩石 LIL元素亏损 下地壳太华群

提 要 河南鲁山太古宙高级区表壳岩中的麻粒岩相岩石及相关的角闪岩相岩石与世界其它地区麻粒岩相岩石相比并没有明显的LIL元素亏损。轻度的Rb、U亏损而无Th亏损特征表明本区麻粒岩相岩石并未遭受过特殊的流体或熔体改造, Rb、U的轻度亏损可能主要是在角闪岩相变质或之前发生的脱挥发分反应所造成。上述认识结合流体包裹体研究和稀土元素分布型式特征, 可以排除CO₂流体渗透冲洗和部分熔融作为本区麻粒岩相岩石变质形成机制的可能性。文中还对相关的微量元素分布型式、高产热元素含量的意义进行了探讨。

大陆下地壳是岩石圈形成与演化的重要层次, 它提供了研究大陆早期地壳成因及演化等问题的信息。麻粒岩相岩石被人们视为中下大陆地壳的主要成分, 对它们的研究也就成为了了解大陆中下地壳组成、形成与演化的重要途径。河南鲁山地区晚太古代太华群深变质岩系曾是华北地台前寒武纪大陆下部地壳的一部分^[1], 本文通过对产于其中的麻粒岩相岩石及相关岩石的地球化学性质研究给出它们变质形成机制的限制, 以阐述本区下地壳性质与演化过程的某些问题。

1 研究区地质简述

鲁山研究区位于河南省境内, 是华北地台南缘的一部分。变质岩系在鲁山一带组成近东西向的复式倒转背斜。构成早期下地壳岩石的晚太古代变质岩主要为侵入成因的TTG片麻岩和原岩属拉斑玄武岩的斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩、石榴二辉麻粒岩及具孔兹岩建造特征的石榴砂线片麻岩、石榴片麻岩、大理岩、磁铁石英岩等变沉积岩组成的表壳岩系, 属本区太古宙高级区的一部分^[1,2]。其中TTG片麻岩出露面积约占47%, 表壳岩系出露面积约占53%, 后者就是本文的主要研究对象——太华群。

存在于表壳岩中的麻粒岩相岩石与角闪岩相岩石在空间上混杂相伴产出, 没有明显的带状递变规律。孙勇认为^[3], 出现这种不均匀递增变质和退变质的原因是在早期麻粒岩相变质基础上叠加了较大规模的角闪岩相变质作用的结果; 沈福农、沈其韩^[4,5]认为本区两种岩相的出现主要是不均匀高级变质作用的结果。据整个华北地台南缘基底岩相带的特点和对本

* 国家自然科学基金资助项目 (NSF18900026)。
本文于1993年5月收到, 1993年9月改回。

表 1 河南鲁山麻粒岩相及相关的角闪岩相岩石主量、REE、部分微量元素数据
Table 1 Main, REE and trace element abundances of the granulite and amphibolite facies rocks from Lushan area

岩 性	角闪石榴长辉石岩		石榴二辉麻粒岩		石榴斜线片麻岩		斜长角闪片麻岩		斜长角闪岩		含石墨片麻岩		含石榴石长英质片麻岩					
	W 08	W 09	W 09	207	6809	6810	Z 05	Z 20	60121*	L 02-2	Z 14	1803	1831	B 0049*	1825	Z 19-1	Z 24	Z 36-2
SiO ₂	53.44	53.86	49.30	50.98	49.82	60.96	61.40	45.60	51.24	48.57	50.36	52.82	76.37	69.53	69.17			
TiO ₂	1.27	1.20	1.12	1.01	1.27	0.90	0.71	1.40	1.03	1.59	1.62	1.35	0.18	0.54	0.61			
Al ₂ O ₃	13.76	13.30	13.74	13.53	13.13	19.28	16.70	30.60	14.60	13.28	13.28	13.20	10.82	13.01	12.11			
Fe ₂ O ₃	2.62	3.02	2.17	3.05	3.87	0.94	1.82	3.48	2.34	8.14	4.89	5.95	0.79	0.85	2.90			
FeO	10.39	9.69	10.15	10.14	10.81	10.06	9.79	9.48	6.07	6.90	6.50	4.39	1.11	4.30	3.12			
MnO			0.20	0.36	0.30	0.10	0.12	0.19		0.10	0.26	0.07	0.05	0.06	0.08			
MgO	3.91	4.29	6.58	6.33	6.25	1.11	1.45	3.06	7.97	5.86	4.94	7.14	0.53	1.12	0.75			
CaO	7.23	7.72	9.06	9.50	9.96	0.53	1.01	2.12	9.22	8.18	10.22	6.35	1.20	2.34	2.54			
Na ₂ O	3.03	3.13	3.49	3.00	2.96	0.91	0.30	0.84	4.52	4.60	2.52	6.03	2.90	2.40	3.31			
K ₂ O	1.65	1.59	1.41	0.56	0.32	3.11	3.54	1.94	0.72	0.61	0.78	0.26	3.55	2.92	4.02			
P ₂ O ₅		0.14		0.10	0.12	0.11	0.39	0.10	0.15	0.25	0.10	0.10	0.02	0.07	0.16			
CO ₂	0.27	0.23	0.38	0.06	0.04	0.25	0.20		0.26	0.20			0.10	0.52	0.24			
H ₂ O ⁺	2.10	1.22	2.02	1.22	1.24	1.28	2.67	1.31	1.53	1.81	1.48	1.16	1.17	2.25	0.61			
总和 (%)	99.96	99.25	99.77	99.84	100.09	99.67	100.09	100.12	99.50	100.09	101.44	98.82	99.20	99.91	99.62			
Rb	38	29	46	5.8	3.5	119	167	118	11	13			146	114	117			
Sr	362	378	194	149	133	115	54	88	192	173	146	18	82	194	144			
Ba	670	686	525	131	267	1364	1031	948	53	119	187	28	332	1156	1289			
Zr	191	175	122	85	94	356	521	360	87	152			196	325	339			
Nb	11	12	7.6	4.6	6.0	26	20		4.8	9.6			20	17	22			
U	1.2	1.1	0.5	0.4	0.7	3.9	5.6	5.0	0.4	0.5	0.9		10.0					
Th	11	9.5	8.8	6.9	6.2	23	28		5.8	10	3.8	3.3		6.4	14	15		
Pb	25	19	22	11	13	27	16		6.4	21	18	23		34	29	33		
V	301	291	319	338	385	95	199		238	366	363	252		66	70	32		
Cr	32	34	105	102	95	59	134	72	130	108	44	116		44	27	8.3		
Co	47	44	49	50	52	21	24		30	45	47	51		6.4	10.0	9.0		

续表

岩性	角闪石榴斜长辉石岩		石榴二辉麻粒岩		石榴砂线片麻岩		斜长角闪片麻岩		斜长角闪岩		含石墨片麻岩		含石榴石长英质片麻岩				
样号	W08	W09	Z07	6809	6810	Z05	Z20	60121*	L02-2	Z14	1803	1831	B0049*	1825	Z19-1	Z24	Z38-2
Ni	35	33	49	50	39	16	50	8.6	74	52	45	65	9.6	9.1	1.3	14	4.8
Cu	133	121	59	63	67	14	21		19	33	115	8.0	16	16	4.4	9.8	7.0
Zn	127	115	141	106	133	119	49	62	26	36	137	19	53	48	33	45	81
La	6.59	26.20	17.20	9.11	9.39	96.90	58.80	44.60	8.77	10.90	10.80	7.12	19.40	25.20	71.60	71.50	73.00
Ce	11.8	60.5	35.1	17.7	15.0	192.0	136.0	108.0	21.5	28.4	23.9	15.6	59.0	46.8	147.0	137.0	132.0
Pr	1.46	6.76	4.02	2.71	2.81	19.70	13.60	10.70	2.86	3.77	3.53	2.38	6.76	6.57	14.30	14.80	11.20
Nd	4.0	29.6	18.1	11.9	12.8	78.1	53.5	43.9	12.7	19.2	14.8	10.9	29.2	23.8	55.9	59.4	56.4
Sm	0.64	6.27	4.00	3.30	3.69	1.40	11.00	8.30	2.88	5.12	3.92	3.22	5.89	4.99	10.90	10.80	10.70
Eu	0.20	1.69	1.21	1.07	1.20	1.88	1.17	1.42	0.86	1.50	1.37	1.01	1.00	0.69	0.61	1.62	1.75
Gd	0.37	5.79	4.18	4.16	4.78	11.5	8.12	7.31	3.05	6.00	4.63	3.97	5.08	4.49	8.78	8.59	9.42
Tb	0.05	0.99	0.73	0.76	0.86	1.99	1.15	1.22	0.56	1.07	0.85	0.72	0.86	0.76	1.54	1.45	1.66
Dy	0.18	5.61	4.49	5.10	5.80	11.20	7.52	7.80	3.46	6.90	5.32	4.64	4.90	4.02	8.64	8.33	9.64
Ho	0.03	1.11	0.93	1.08	1.26	2.36	1.17	1.53	0.73	1.45	1.11	0.97	0.96	0.80	1.92	1.88	2.01
Er	0.08	3.12	2.25	3.27	3.80	6.68	4.05	4.24	2.06	4.08	3.32	2.87	2.61	2.26	5.69	5.42	5.74
Tm	0.01	0.51	0.41	0.52	0.60	0.93	0.61	0.88	0.34	0.66	0.52	0.45	0.40	0.36	0.99	0.95	0.94
Yb	0.06	3.12	2.41	3.21	3.78	6.92	4.37	4.48	2.15	4.07	3.42	2.94	2.54	2.31	6.42	5.99	5.71
Lu	0.01	0.47	0.37	0.47	0.56	1.07	0.64		0.33	0.62	0.52	0.45		0.35	0.98	0.92	0.85
ΣREE	25	152	96	64	66	416	302	2.14	62	94	78	57	139	124	355	329	324
Y(10 ⁻⁶)	0.8	31.4	24.5	30.3	33.6	64.4	41.5		19.9	39.9	29.5	25.6	22.5		52.7	52.2	56.3
(La/Yb) _N	74.20	5.67	4.76	1.92	1.68	9.46	9.09	6.73	2.76	1.81	2.13	1.64	5.16	7.46	7.51	8.07	8.64
Eu/Eu*	1.26	0.86	0.90	0.88	0.87	0.45	0.37	0.56	0.89	0.83	0.98	0.86	0.56	0.45	0.19	0.51	0.53
K/Rb	359	453	254	799	757	216	176	136	542	388			207		201	212	285
Th/U	9.2	8.6	17.6	17.2	8.6	5.9	5.0		14.5	20.0	4.2				3.2	3.3	8.8

样品由湖北地质实验研究所采用湿法分析, XRF、ICP等方法测定。
* 引自文献[6]。

区两种变质相岩石相学的观察，结合后述的某些地球化学性质，我们支持后一种认识。

我们在鲁山背孜刘家庄—王家庄和瓦屋北沟及刘相公庄一带进行了系统取样（图1），涉及了前人所划分的太华群各个组的主要岩性。野外观察及室内鉴定表明，其中达到了麻粒岩相的岩石主要有石榴二辉麻粒岩、角闪石榴斜长辉石岩、石榴矽线片麻岩及橄榄透辉大理

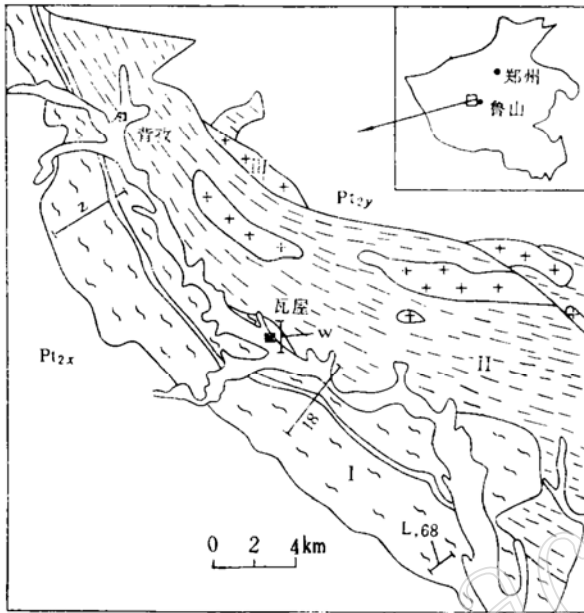


图1 鲁山背孜—瓦屋一带地质简图（据文献[2]修改）

Fig. 1 Simplified geologic map of Beizi—Wawu area, Lushan County

Pt2y—汝阳群；Pt2x—熊耳群；I—太华群；II—TTG质片麻岩；III—花岗质片麻岩；Z—取样剖面，数字或字母为表1中样品编号的前1—2位代号

岩。它们呈透镜状、断续条带状产出，后期变形和构造置换使其原始的连续性遭到了破坏，而不具地层学意义。与上述麻粒岩相岩石相伴产出的角闪岩相岩石主要有斜长角闪片麻岩、斜长角闪岩、石墨片麻岩、含石榴石长英质片麻岩等，孙勇^[3]对本区岩相学做过较详细的描述，本文不再赘述，但对岩石中角闪石属退变质形成的看法，我们认为是值得商榷的，有些结构现象并非一定要用交代作用才能解释。

表1列出了17个典型麻粒岩相及角闪岩相岩石的主量、REE和部分微量元素分析数据。

2 岩石地球化学

2.1 主量元素成分

图2中SiO₂—Al₂O₃、CaO—MgO+FeO_T图解把麻粒岩相和相应的角闪岩相岩石明显地分成了两组，它们之间存在明显的差异：

A组岩石具有范围集中的SiO₂（48%—54%）、Al₂O₃（13%—15%）和CaO（7%—10%）、

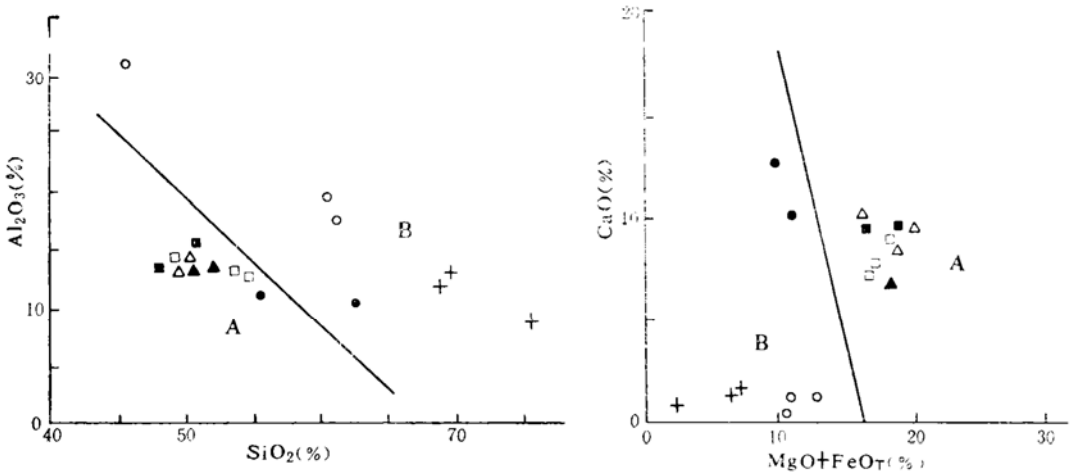


图 2 全岩主量元素特征图解 (显示原岩成分可分成两组(A, B))

Fig. 2 Characteristic diagram of major elements in rocks

□一角闪石榴斜长辉石岩; △-石榴二辉麻粒岩; ■-斜长角闪片麻岩; ▲-斜长角闪岩; ○-石榴矽线片麻岩;
●-含石墨片麻岩; + -含石榴石长英质片麻岩

MgO + FeO_T (15%—20%) 含量, 显示它们具有较均匀的成分, 同属基性麻粒岩类和角闪岩相的斜长角闪片麻岩、斜长角闪岩。由此可见, 它们的原岩应为拉斑玄武质的火山岩类。

B组岩石无论 SiO₂、Al₂O₃, 还是 CaO 都有较宽的成分变化范围: SiO₂ = 45%—26%, Al₂O₃ = 9%—30%, CaO = 1%—13%, MgO + FeO_T = 2%—13%, 显示较大的岩性变化。但从它们与A组岩石间成分点分布的显著差异来看, B组岩石又具有相似之处。据它们属于石榴矽线片麻岩、石榴石片麻岩、石墨片麻岩等且从与大理岩、磁铁石英岩伴生的岩相学特点可知, 它们属于成分变化范围较宽的变沉积岩类。虽然主量元素含量有较大的变化, 但可与变火山岩类明显区分开。

因此, 根据岩石的主量元素特征可把本区表壳岩中麻粒岩相和角闪岩相岩石按其原岩特点分成变基性火山岩和变沉积岩两大类, 这对于讨论某些问题甚为有利。

2.2 微量和REE元素成分

图3显现了A、B两组岩石之间的微量元素和REE元素的差异。A组岩石具有较低的K₂O、Rb、Y、Nb、U、Th和La/Yb及ΣREE含量, 这与它们在基性岩石中具不相容性吻合; B组岩石则具有较高的上述元素含量与比值, 这与它们在长英质岩石中相容性增强性质相吻合。LIL、HFS和REE元素在B组中明显高于A组表1中V、Co、Cr、Ni、Cu等过渡族元素含量, A组明显高于B组的特点证明B组岩石具有较高的演化程度, 它们是本区早期地壳经历了壳幔分异的反映。

更为重要的是: 1) A组和B组岩石分别表现出了各自原岩中这些元素正常的含量及变化规律, 有各自的分布区域, 并未因深变质作用而混淆; 2) 无论是A组还是B组, 麻粒岩相和角闪岩相岩石在大离子亲石元素、高场强元素及稀土元素含量分布上都是混杂的, 它们表明麻粒岩相岩石相对于角闪岩相岩石没有出现明显的LIL、Y及LREE亏损的现象。这与LIL亏损不明显的澳大利亚Musgrave Black麻粒岩、芬兰的Lapland麻粒岩和巴西的Jequié

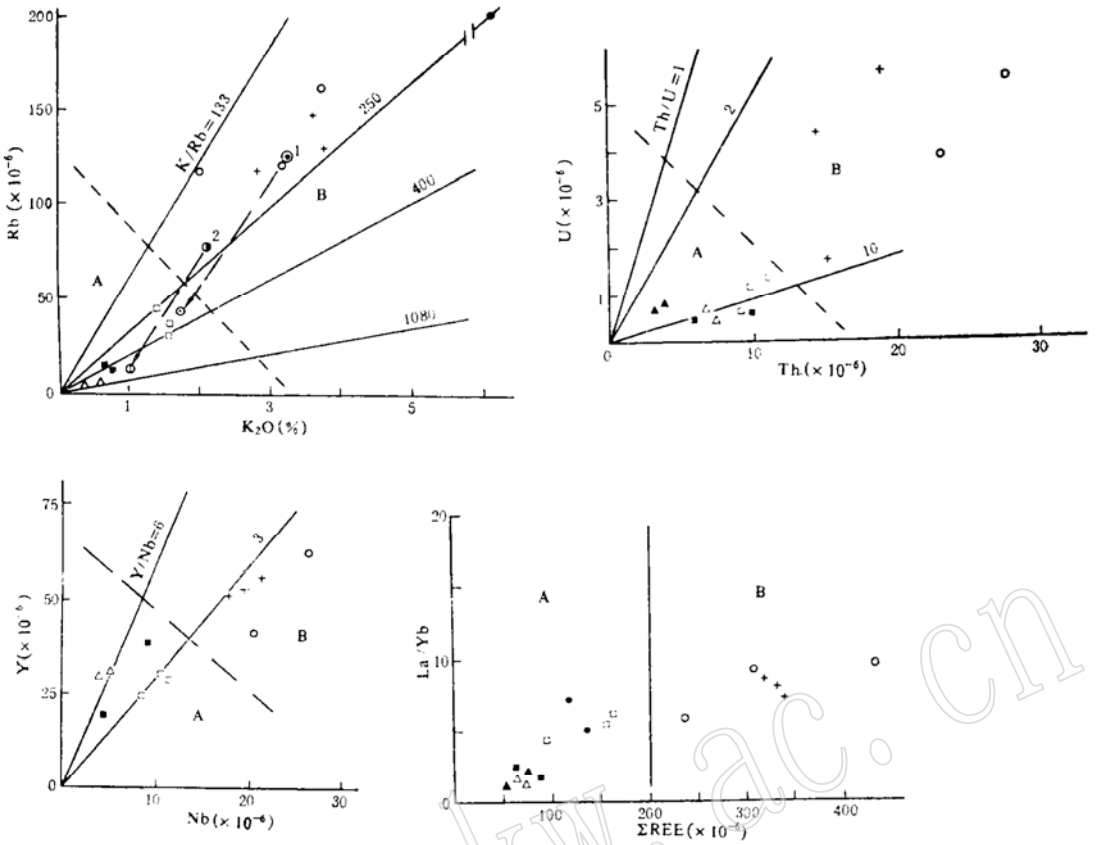


图 3 微量元素、稀土元素特征图解

Fig. 3 Trace element and REE typical diagram of the rocks

A B为岩石分组标记；Rb—K₂O图中，1，2分别为Strona Valley和Lewisian样品点；箭头起点为角闪岩相岩石，终点为麻粒岩相岩石；其余样品点符号同图1

Bahia 麻粒岩相似^[7-9]，而与具明显亏损 LIL 的英格兰 Lewisian 麻粒岩区、意大利 Strona Valley 麻粒岩区明显不同^[10,11]。Rb—K₂O 图解中有后两地麻粒岩相和角闪岩相岩石的平均成分投影点，两种岩相岩石成分点连线横跨了K/Rb等值线。Strona Valley角闪岩相与麻粒岩相岩石的K/Rb值虽然相差不大（221，382），但成分点在图中存在较大的空间距离，说明由角闪岩相→麻粒岩相同时出现过Rb、K的亏损，且Rb的亏损大于K，使K/Rb值升高。而鲁山两种岩相岩石（相同原岩）成分点间并不存在这类关系。图4展示了一组不同成分的微量元素丰度分布型式，它们是用大陆的平均成分标准化的^[12]。图中A是典型的亏损与未亏损麻粒岩相岩石的丰度分布型式^[13]，图4—C则是鲁山两类麻粒岩相岩石的微量元素丰度分布型式，两图相比可以明显看到，无论是基性火山岩类还是沉积岩类原岩的麻粒岩相岩石（平均成分）都与未亏损麻粒岩的分布型式相似。因此，鲁山麻粒岩相岩石可以归入未有明显LIL亏损的麻粒岩一类。

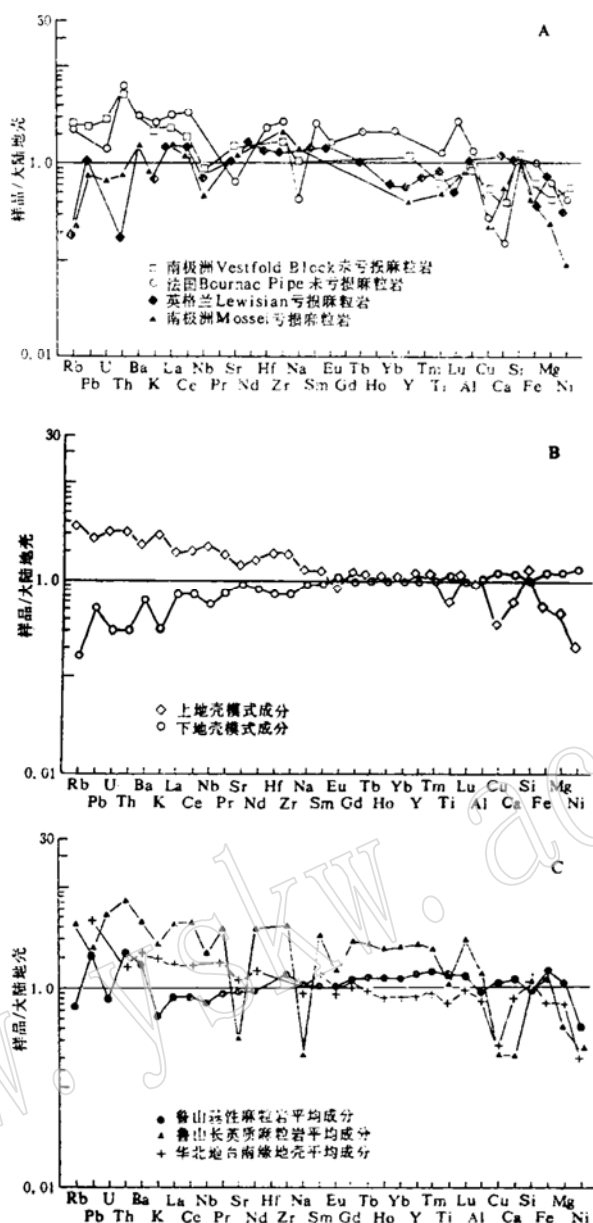


图 4 岩石微量元素丰度分布型式

Fig. 4 Comparison of trace-element abundance patterns

3 讨论

1. 鲁山麻粒岩相岩石属于亏损不明显的麻粒岩类型。从表 1 和表 2 中可以看到, 鲁山麻粒岩相岩石据 K 含量的不同, K/Rb 值出现两种情况: $K < 0.5\%$ 时, $K/Rb > 400$; $K > 1\%$ 时, $K/Rb < 400$ 。这与所统计出来的世界范围内麻粒岩相岩石具有的规律完全一致^[14]。更

表2 LIL 和比值的平均值及对比值

Table 2 Comparison of the average values of LIL element abundance and ratio

地 点	岩 性	K(%)	Rb ($\times 10^{-6}$) U	Th	K/Rb	Th/U	A(μwm^{-3})	
河南鲁山	角闪石榴斜长辉石岩 (3)*	1.28	38	0.9	9.8	338	10.9	1.08
	石榴二辉麻粒岩 (2)	0.36	4.6	0.6	6.5	782	10.8	0.66
	石榴砂线片麻岩 (3)	2.37	135	4.8	25	175	5.2	3.32
	基性角闪岩相岩石 (3)	0.49	12	0.6	5.7	408	9.5	0.62
	变沉积角闪岩相岩石 (5)	1.28	162	3.9	13.4	79	3.13	2.74
Musgrave Black ⁽⁷⁾	长英质麻粒岩	1.54	73	1.4	17.8	210	12.7	1.82
Lapland ⁽⁸⁾	长英质麻粒岩	2.99	110	0.9	14.8	272	16.5	1.65
Jequié-Bahia ⁽⁹⁾	基性麻粒岩 (变火山岩)	1.50	67			224		
	基性麻粒岩 (变侵入岩)	0.46	7			657		
	长英质麻粒岩	4.52	185	3.1	22.2	244	7.2	2.93
	镁铁质麻粒岩	3.62	103	1.6	27	351	16.9	2.78
Lewisian ⁽¹⁰⁾	麻粒岩相岩石	0.83	11	0.42		880		
Strona Valley ⁽¹¹⁾	角闪岩相岩石	1.74	74	8.4		236		
	麻粒岩相岩石	1.52	38.8			382		
	角闪岩相岩石	2.64	119.4			221		
世界范围内统计结果 ⁽¹²⁾	麻粒岩类	>1				150—500		
		<0.5				>500		
	太古宙麻粒岩 (中值)	1.33	40	0.4	3.4	420	7.6	0.50
地壳平均组成 ⁽²⁾		0.91	32	0.91	3.5	284	3.85	0.50

* 括号内数字为样品数

为明显的是相应的角闪岩相岩石也具有类似的特点。K<0.5%时，K/Rb值明显高于K>1%的岩石，说明两种变质程度不同的岩石具有相似的控制因素。许多研究都证明^(9,14-17)除了矿物—流体间平衡、低熔过程中矿物—熔体—流体间的平衡关系外，LIL元素的稳定与变化还受原始岩相和矿物学因素控制，高K岩石中K、Rb主要赋存在钾长石中，低K岩石中K、Rb主要赋存在铁镁矿物中。后者易于发生分解，其K、Rb的亏损可以发生在区域的深变质的任何一个时期；来自现代岛弧环境的一些低钾火成岩的K/Rb比值可达1000—1500 (K=0.3%—1.0%)⁽¹⁴⁾，故低K深变质岩石中的K/Rb比值也可能反映了原岩的特点。因此，根据低K岩石中K/Rb值确定是否发生过亏损及确认是否于麻粒岩相变质期间发生的亏损就存在很大的不确定性。看来选用K>1%的岩石来讨论变质作用过程中K、Rb的亏损问题比较合适。在本区，同样属于基性原岩的石榴二辉麻粒岩和角闪石榴斜长辉石岩的K/Rb值差异很大。如果由于流体或熔体作用的大规模发生引起了矿物—流体或熔体—流体—矿物间的再平衡，则两种岩性的K/Rb比值应该是相当接近的。很显然，并非流体或熔体的作用而是矿物学和原始岩相学因素引起了它们的差异，即可能是铁镁矿物的分解引起Rb及少量K的丢失造成原岩低K的石榴二辉麻粒岩的K/Rb值增大。这种情况在角闪岩相变质程度下就可发生，这也就是为什么低K的基性角闪岩相岩石与低K麻粒岩相岩石具有类似的高K/Rb值，而高K的角闪岩相和麻粒岩相岩石则无明显的Rb、K亏损，而具有正常的K/Rb值。

鲁山麻粒岩相岩石具有较高的 Th/U 值 (5—17.6)，大部分数据高于太古宙麻粒岩的中值 (7.6) 和正常岩浆岩类的平均范围 (3.5—4)^[14]。在 Th/U — La/Th 图解 (图 5) 中显示

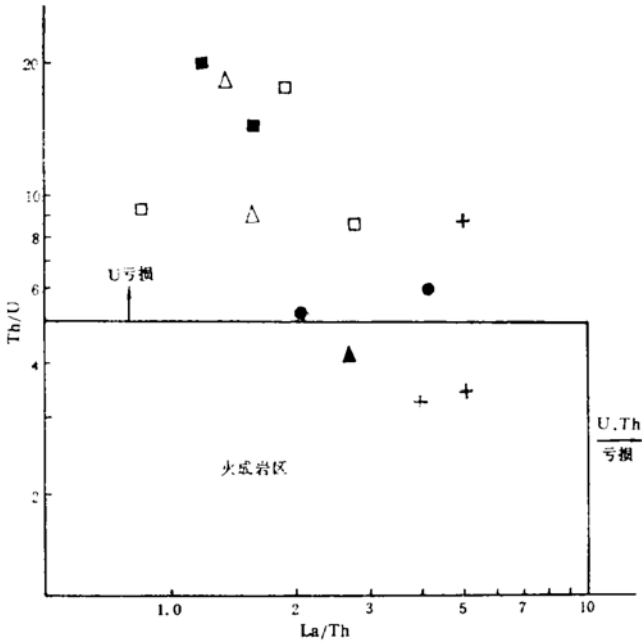


图 5 鲁山深变质岩石的 Th/U — La/Th 图解 (样品符号同图 1, 其它据文献 [14, 16])

Fig. 5 Th/U ratio versus La/Th ratio for high-grade rocks from Lushan

出这主要是由于岩石发生了 U 的亏损, 而无明显的 Th 亏损所造成^[14, 16]。麻粒岩相岩石大都存在 U 亏损, 部分出现 Th 亏损是一个带有普遍性的现象^[7, 14, 17]。 U 、 Th 的亏损能力主要受控于 U 、 Th 在原岩中的赋存状态和含 U 、 Th 的副矿物在变质作用过程中的稳定性。一般 U 较 Th 更易发生丢失, 这是因为 U 除了赋存在副矿物中外, 其它大都沿岩石中矿物颗粒边界集中, 深变质时容易丢失到流体相中, 而 Th 则大部分不集中在矿物颗粒边界分布, 轻易不发生丢失^[8, 16, 17]。鲁山麻粒岩相岩石 Th/U 值虽然较高, 但并未达到其它一些地区麻粒岩的高值范围 (表 2), 图 5 判定只有一定程度的 U 亏损, 而无 Th 的亏损, 说明造成本区深变质岩石发生 LIL 元素亏损的作用强度不大, 并未引起较难发生亏损的 Th 及 K 的明显活化, 因此, 本区麻粒岩相岩石可能未遭受过特殊的流体或熔体的强烈改造。联系到与其相伴的角闪岩相岩石也有类似的 Th/U 值特点, 表明引起两种岩相岩石 U 亏损的是同一种性质的作用。

2. 麻粒岩相岩石的变质形成机制有多种模式^[18]。最基本的有三种: (1) 来自深部的富 CO_2 流体渗透冲洗岩石使 H_2O 等排出形成无水的麻粒岩类; (2) 部分熔融引起 H_2O 优先分配进入硅酸盐熔体, 残留物质相构成麻粒岩类; (3) 麻粒岩相变质发生之前, 岩石曾经历过某些事件而被“干化”, 麻粒岩类是由这些已经“干化”的岩石重结晶形成。通过几个方面的地球化学论据可以对鲁山麻粒岩相岩石的变质形成机制予以限定。

麻粒岩相岩石中是否存在富 CO_2 流体作用, 保存下来的原生富 CO_2 流体包裹体是模式 1 及模式 2 的主要证据之一^[19], 尤其是麻粒岩相变质期间形成的紫苏辉石、石榴石中的原生富 CO_2 流体包裹体更有说服力^[20]。对鲁山麻粒岩相各类岩石 50 余片流体包裹体研究薄片进行仔

细寻找，并对怀疑为单相富 CO_2 流体包裹体者进行了冷冻法测定、激光拉曼光谱检查，结果无论在石榴石、紫苏辉石还是石英中都没有找到富 CO_2 流体包裹体，某些被怀疑者确定属包裹在主矿物中的微细石英固相包体，而且麻粒岩相和角闪岩相岩石中还很少有丰富的晚期 CO_2 或富 H_2O 流体包裹体，表明后期退变质水化作用也很不强烈。部分熔融模式的基本依据之一是岩石的熔融造成残留体中REE的球粒陨石标准化分布型式出现明显的正铈异常特征。鲁山两类麻粒岩相岩石都没有呈现正铈异常的特征（图6）及它们都具有富集LREE的性质，都是不能用部分熔融残留物性质解释的（即使出现正铈异常，也未必就是部分熔融的重要条件）。结合鲁山麻粒岩相岩石属于未明显亏损LIL的类型特点，可以排除模式（1）和模式（2）的可能性。

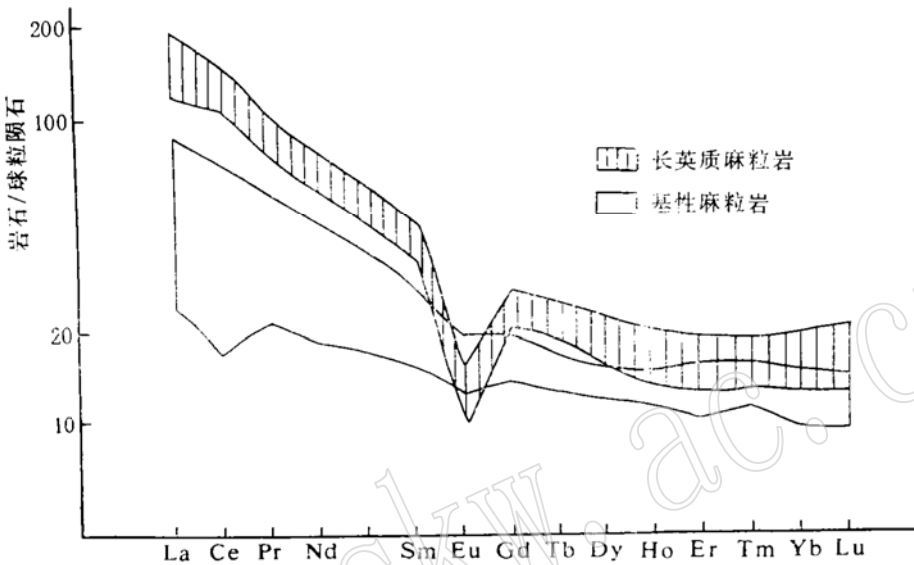


图6 鲁山麻粒岩相岩石球粒陨石标准化REE分布型式

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of granulite facies rocks from Lushan

变质作用过程中，LIL元素的亏损能力存在 $U > Rb > Th, K$ 的变化规律^[8,14,16,17]。鲁山麻粒岩相岩石主要亏损U，轻微亏损Rb（主要是 $K < 1\%$ 的岩石）状态及相应的角闪岩相岩石所具有类似亏损特点说明，LIL元素在本区的亏损是在最易丢失的程度上发生的，可能主要是在角闪岩相变质程度下或之前就可发生的脱挥发分反应所造成。局部的温压条件引起的热异常及原岩和矿物学性质（麻粒岩相变质之前已接近“干化”状态）控制发生的局部麻粒岩相变质形成了本区少量的麻粒岩相岩石，并没有某种特殊的作用过程导致本区麻粒岩相岩石出现明显的物质迁移。这与大部分角闪岩相、局部麻粒岩相发育的空间分布规律是一致的。这种认识也就必然推论大面积分布的角闪岩相岩石不是退变质事件的产物。

3. 未明显亏损的麻粒岩类在总体成分上类似于上地壳的平均成分^[12]（图4—A, B）。鲁山麻粒岩相岩石属于未明显亏损的麻粒岩类，其整体成分也与上地壳平均成分相当（图4—B, C）。图4—C中还标出了华北地台南缘地壳平均成分^[12]的标准化值，它相当于鲁山两类麻粒岩的平均值。鲁山深变质岩系是华北地台南缘早期地壳的代表，华北地台南缘现今地壳是

在太古宙早期地壳的基础上发展起来的^[1,2]。华北地台南缘现今地壳平均成分与太古宙麻粒岩相岩石平均成分相当,暗示太古宙以后本区的物质循环可能主要以壳内物质调整为主,壳幔交换不明显。由此可见,本区元古宙以来地壳的增长不明显与世界性的地壳增长规律是一致的^[1,2,21]。同时,两种成分的相当及与世界平均上地壳成分的相似性也证明了华北地台南缘地壳分异程度不高、上部地壳与下部地壳成分之间的差异小于世界上、下地壳成分差异的平均水平、整体成分偏酸性的认识^[22]。

4. 大陆地壳的稳定不仅与岩石圈的厚度有关,也与产热元素是否通过壳内物质调整而从下部地壳中有效地逸散出去有关。亏损的麻粒岩区一般较之未亏损麻粒岩区处于更稳定、较少变形作用的状态^[23]。华北地台南缘壳内物质分异水平较低,麻粒岩相和角闪岩相的这些高级变质岩石所具有的未明显亏损LIL元素的特点,使得本区早期下部地壳中产热元素(K、Th、U)含量较高,具有较高的生热能力,热产生率^[15] $A=0.62-3.32\mu\text{wm}^{-3}$ (表2),远高于太古宙麻粒岩平均值 $0.48\mu\text{wm}^{-3}$ ^[14]和地壳平均值 $0.58\mu\text{wm}^{-3}$ 、下地壳平均值 $0.18\mu\text{wm}^{-3}$ (据文献[12]计算)。因此,晚太古代以后,本区早期大陆下地壳一直处于一种热不稳定状态,总是具有向稳定的低热状态演化的趋势,这可能是影响本区晚太古代以后地壳一系列构造变动的内在因素之一。

4 几点认识

1. 鲁山麻粒岩相岩石属于未明显亏损LIL的麻粒岩类。它们所具有的U亏损、轻微Rb亏损($K<1\%$ 岩石)与角闪岩相同类岩石的亏损特点相似,表明主要是在角闪岩相变质期间就已发生过的脱挥发分反应所造成,并没有特殊的作用过程导致麻粒岩相岩石出现明显的物质迁移。

2. 鲁山麻粒岩相岩石的形成可以排除富 CO_2 流体渗透冲洗和部分熔融机制的可能性。可能主要是大面积角闪岩相变质中局部热异常及矿物学和原岩性质控制为主的局部麻粒岩相变质的产物。

3. 微量元素丰度分布型式指示鲁山麻粒岩相岩石与Taylor和McLennan(1985)的上地壳组成相当,其平均值也与华北地台南缘地壳平均组成相当。说明华北地台南缘地壳是在太古宙早期地壳基础上发展起来的。元古宙以来地壳增长不明显,物质循环以壳内物质调整为主。

4. 鲁山麻粒岩相和角闪岩相岩石中产热元素没有明显亏损,造成生热元素K、Th、U含量高,生热能力强。这种热不稳定状态可能是影响本区晚太古代以后地壳一系列构造变动的内在因素之一。

野外工作得到西北大学地质系周鼎武副教授的大力帮助,特表谢忱。

参 考 文 献

- 1 高山等,秦岭造山带及邻区大陆地壳的结构与成分研究,见:张本仁等著,秦巴区域地球化学文集,武汉:中国地质大学出版社,1990,33-51.
- 2 张国伟等,前寒武纪早期地壳演化,见:孙枢等主编,华北断块南部前寒武纪地壳演化,北京:冶金工业出版社

- 社, 1985. 167—175.
- 3 孙勇. 河南鲁山太华群的多期变质作用. 西北大学学报(前寒武纪地质专辑), 1982: 44—65.
 - 4 沈福农. 小秦岭太华群有关问题探讨. 西北大学学报, 1986, (2): 43—51.
 - 5 沈其韩等. 中国早前寒武纪麻粒岩. 北京: 地质出版社, 1992. 190—198.
 - 6 孙勇. 我国中部具花岗岩闪长岩稀土配分型式的太古代沉积岩. 地质论评, 1988, 34: 268—271.
 - 7 Gray C M. The geochemistry of central australian granulites in relation to the chemical and isotopic effects of granulite facies metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977, 65: 79—89.
 - 8 Barbey P and Cuney M. K, Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia), LILE fractionation controlling factors. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982, 81: 304—316.
 - 9 Iyer S S, et al. Radioactive element distribution in the Archean granulite terrain of Jequité-Bahia, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984, 85: 95—101.
 - 10 Weaver B L and Tarney J. Lewisian gneiss geochemistry and Archean crustal development models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981, 55: 171—180.
 - 11 Sighinolfi G P and Gorgoni C. Chemical evolution of high-grade metamorphic rocks—Anatexis and remotion of material from granulite terrains. *Chem. Geol.* 1978, 22: 157—176.
 - 12 Taylor S R and McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, 1985.
 - 13 Eberz G W, et al. Chemical and isotopic composition of the lower crust beneath the Meguma lithotectonic zone, Nova Scotia; evidence from granulite facies xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991, 109: 69—88.
 - 14 Rudnick R L and Presper T. Geochemistry of intermediate/-to high-pressure granulites. In: Vielzeuf D and Vidal Ph, eds. *Granulites and crustal evolution*. Kluwer, 1990. 523—550.
 - 15 Chapman D S. Thermal gradients in the continental crust. In: Dawson J B, et al, eds. *The nature of the lower continental crust*. *Geol. Soc. Spe. Pub.* 24. 63—70.
 - 16 Rudnick R L, et al. Large ion lithophile element in rocks from high-pressure granulite facies terranes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, 49: 1645—1655.
 - 17 Fowler M G. LILE element characteristics of an amphibolite facies to granulite facies transition at Gruinard Poay, north-west Scotland. *J. Meta. Geol.* 1986, 4: 345—359.
 - 18 徐启东. 麻粒岩中流体研究提供的成因信息. 地质科技情报(中国地质大学), 1991, 10(4): 7—14.
 - 19 Newton R C. Fluid of granulite facies metamorphism. In: Walther J V and Wood B J, eds. *Fluid-rock interactions during metamorphism*. Springer-Verlag, 1986. 36—59.
 - 20 Vry J K, et al. Texturally-early fluid inclusions in garnets; evidence of the prograde metamorphic path? *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991, 108: 271—282.
 - 21 McLennan S M. Recycling of the continental crust. *PAGEOFH*, 1988, 128: 683—724.
 - 22 张本仁等. 秦巴地区岩石圈地球化学特征和演化及其地质意义. 见: 张本仁等著. 秦巴区域地球化学文集. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990. 1—28.
 - 23 Kröner A. 前寒武纪的构造演化及大陆壳的生长. 见: 中国地质学会, 地质科学院主编. 国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集(三). 北京: 地质出版社, 1986.

Geochemical Constraints of Granulite Facies Rocks in Taihua Group, Lushan County, Henan Province

Xu Qidong Gao Shan Liu Qingsheng

(China University of Geosciences, Wuhan 430074)

Key words: granulite facies rocks; depletion of LIL elements; lower continental crust; Taihua Group

Abstract

A comparison of the Lushan granulite facies rocks and related amphibolite facies rocks with the granulite facies rocks in other parts of the world shows that the former rocks are not apparently depleted in LIL elements. The slight Rb and U depletion accompanied by no Th depletion suggests that granulite facies rocks have not been transformed by special fluids or melts, and that the slight Rb and U depletion might be attributed to the devolatilization that occurred during or before amphibolite facies metamorphism. The geochemical features, combined with the fact that there exist no CO₂-rich fluid inclusions in the rocks and no positive Eu anomaly in the chondrite-normalized REE patterns of the rocks, have ruled out the possibility that the permeation of CO₂ fluids and partial melting might have acted as the metamorphic mechanism of the granulite facies rocks. The trace element distribution patterns of the Lushan granulite facies rocks are equivalent to the patterns of the average crustal compositions on the southern margin of the North China platform, and this implies that there has been no obvious crust growth in this area since Proterozoic and that the material cycling has been mainly intracrustal recycling. The high heat-producing element contents of the Lushan granulite and amphibolite facies rocks might be one of the factors that have caused the long heat nonequilibrium in the crust of the area and a series of tectonic activities since Proterozoic.