

黑龙江省二克山、五大连池、科洛富钾 火山岩带的岩石特征及成因分析

邱家骧 廖群安

杜向荣

(中国地质大学)

(黑龙江省地质科研所)

主题词: 黑龙江省; 富钾火山岩; 岩石特征; 成因分析

提 要: 黑龙江省二克山、五大连池、科洛三个火山群是世界上罕见的富钾火山岩带。喷发时代从晚第三纪开始, 到1721年止, 火山岩为超基性—中性的碱性—超碱性系列的苦橄白榴岩、橄榄白榴玄武岩及大量白榴玄武岩组成。以 AlK 、 K_2O 高、 CaO 低, 富含地幔不相容元素及相容元素, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值及 $\sigma^{18}O\%$ 值较大为特征。

苦橄白榴岩、橄榄白榴玄武岩为原生岩浆冷凝产物, 由金云母二辉橄榄岩成分的上地幔经部分熔融(约3.5—4.3%)所形成。白榴玄武岩为次生岩浆冷凝产物, 是原生岩浆分离结晶约14%的橄榄石、辉石堆积岩, 又同化混染了约28%的花岗岩所形成。

二克山、五大连池、科洛三个火山群分别位于黑龙江省克东、德都、嫩江三县境内, 是国内外罕见的富钾火山岩带, 其中五大连池火山群最近一次喷发于1721年, 其保存完好的火山地貌吸引了不少中外地质工作者。在前人工作的基础上, 笔者于1980年—1985年间对三个火山群进行了系统的地质学、岩石学、矿物学、地球化学等方面的研究。本文仅就岩石特征及成因问题进行了总结。

一、火山地质概况

三个火山群位于松辽裂谷和小兴安岭隆起的交界部位, 近南北向形成一个富钾火山岩带, 约有40座火山锥。据地形、岩性、火山地貌及同位素(胡世玲等, 1982)^[1]等资料表明, 三个火山群自晚第三纪起到全新世(1721年)止, 经历了多次中心式喷发活动。北部的科洛火山群, 喷发活动起于晚第三纪、止于全新世早期; 南端的二克山火山群, 仅见中更新世早期喷出物; 中部的五大连池火山群, 始于中更新世早期, 止于1721年。显示出南北喷发早, 中间喷发晚的特点。

火山喷出物有熔岩和火山碎屑物。熔岩多于早期喷发, 形成大面积的盾形熔岩锥及熔岩流(分布面积达120 km²); 火山碎屑物则多喷发于火山活动晚期, 形成火山碎屑锥, 堆积于盾形熔岩锥之上。

二、火山岩岩相学及岩石化学特征

本区火山岩为一套富钾的火山岩。三个火山群在岩石学特征上既有许多共同点、又有较大的变化, 反应了同源岩浆演化的特点。

1. 岩相学特征

据岩性和岩石化学特征, 本区岩石可分为: 苦橄白榴岩、橄榄白榴玄武岩和白榴玄武岩三类。苦橄白榴岩分布于科洛的荡子山、黑山和沐河南山等地, 为晚第三纪喷出物。橄榄白榴玄武岩分布于科洛的孤山底部和沐河南山, 为早更新世产物。白榴玄武岩则在全区广泛分布, 为中更新世到全新世喷出物。空间上, 三种岩石具密切的共生关系, 有成层分布的现象。如沐河南山底部为苦橄白榴岩, 上部为橄榄白榴玄武岩; 孤山底部为橄榄白榴玄武岩, 上部为白榴玄武岩。本区岩石以白榴玄武岩为主, 其它岩石较少。

在苦橄白榴岩及橄榄白榴玄武岩中, 均见 I 型 (绿色) 的幔源超镁铁岩包体和辉石、长石巨晶, 还有少量的 II 型 (黑色) 白榴霞石钛辉岩包体; 而白榴玄武岩中则很难见到。包

表 1 岩石中的矿物组合及含量

Table 1 Assemble and content of minerals in rocks

岩 石	斑 晶				基 质						
	橄榄石	单斜辉石	白榴石	霞 石	单斜辉石	霞 石	白榴石	碱性长石	橄榄石	磁铁矿	玻璃质
苦橄白榴岩	8.3— 1.32	1.7— 2.2	13.6— 18.0	2.1— 5.4	33.8— 6.3	5.3— 6.3	8.7— 10.2		8.9— 10.5	3.0— 4.0	0.0— 8.2
橄榄白榴玄武岩	7.4— 12.7	0— 1.3	0— 2.1	(碱性 长石) 5.8—8.2	17.7— 18.4		0— 7.0	29.5— 35.4	11.9— 13.6	4.4— 5.1	3.0— 7.3
白榴玄武岩	3.02— 8.5	0— 1.5			1.2— 27.8		0.9— 11.0	0— 54.52	0— 3.01	1.22— 4.24	2.6— 94.6

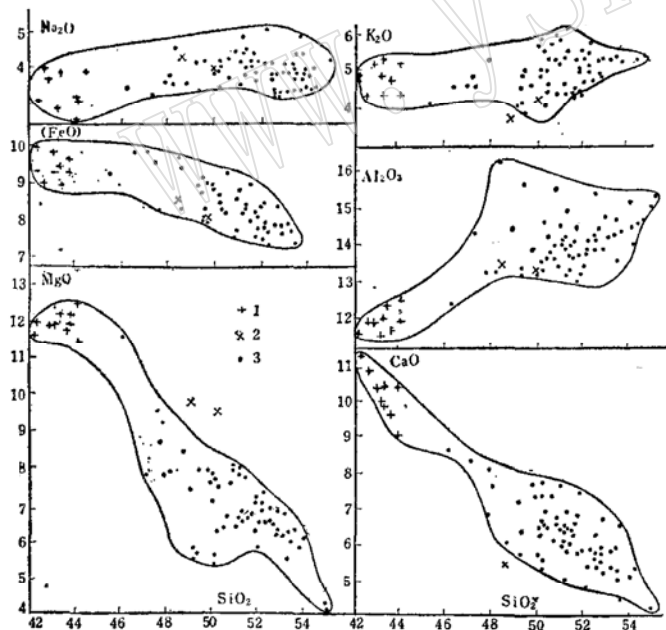


图 1 苦橄白榴石—白榴玄武岩氧化物变异图

Fig. 1 Variation diagram of oxide from picrite-leucite basalt

1—苦橄白榴岩; 2—白榴橄榄玄武岩; 3—白榴玄武岩

增加较大, K_2O 、 Na_2O 仅略有增加, MgO 、 CaO 则明显降低, $\langle FeO \rangle$ 略有降低 (图1)。其中 SiO_2 以 43—44% 及 51—52% 出现最多, 而 45—47% 之间基本不见, 有近似双峰式火山

体、巨晶主要见于科洛, 二克山次之, 五大连池罕见。但五大连池常见大量以花岗岩为主的捕虏体。火山岩均为黑色—深灰色、风化后为褐红色、多孔一致密块状构造, 斑状结构, 基质为玻璃质—全晶质显微粒状结构。不同岩石的斑晶、基质的矿物组合及含量见表1、

2. 岩石化学特征

由表2可以看出, 本区火山岩的 SiO_2 变化于 42.06—57.28 之间, σ 值界于 5.96—272.70 之间, K_2O/Na_2O 平均值为 1.31—1.34, 应为一套超基性—中性、碱性—强碱性系列的富钾岩石。

由苦橄白榴岩到白榴玄武岩, 岩石的酸性程度增大。随着 SiO_2 含量的增加, 其它氧化物的变化趋势为: Al_2O_3

表 2 平均化学成分及变化范围

Table 2 Average and range of chemical analyse

岩 石	苦 橄 白 榴 岩		橄 榄 白 榴 玄 武 岩		白 榴 玄 武 岩		中国东部玄武岩	世界玄武岩
样 品 数	15		5		119		71 ⁽¹⁾	330 ⁽¹⁾
氧 化 物	平 均	范 围	平 均	范 围	平 均	范 围	平 均	平 均
SiO ₂	43.42	42.06—44.60	50.76	49.84—53.10	51.69	47.15—57.28	47.56	49.20
TiO ₂	2.04	1.62— 2.32	2.14	1.81— 2.90	2.21	1.70— 2.46	2.19	1.84
Al ₂ O ₃	12.06	11.00—13.52	12.91	12.52—13.57	13.95	12.75—17.84	14.94	15.74
Fe ₂ O ₃	5.61	3.02—10.56	4.26	1.55— 6.33	3.67	1.45— 9.11	4.75	3.79
FeO	4.64	0.00— 6.50	4.53	2.07— 6.80	5.24	0.00— 7.91	6.62	7.13
MnO	0.14	0.02— 0.19	0.18	0.10— 0.30	0.13	0.02— 0.21	0.14	0.20
MgO	12.16	8.55—14.40	9.73	7.08—11.11	6.55	3.15— 8.19	7.00	6.73
CaO	9.66	8.44—11.23	5.45	4.76— 5.65	6.19	3.48— 8.32	8.50	9.47
Na ₂ O	3.46	2.60— 4.34	3.38	2.47— 3.88	3.90	3.24— 5.54	3.60	2.91
K ₂ O	4.58	3.67— 5.40	4.48	4.66— 5.26	5.12	3.68— 6.77	2.44	1.10
P ₂ O ₅	0.94	0.00— 1.38	1.00	0.66— 1.60	0.85	0.20— 1.60	0.67	0.35
K ₂ O/Na ₂ O	1.34	1.08— 1.70	1.34	1.20— 1.53	1.31	0.83— 1.70	0.70	0.40
σ	100.4	43.5—272.7	9.12	5.96—10.70	9.22	7.22—13.61	8.00	2.59
M		65—72		69		49—65		

(1) 赵宗薄(1956);

(2) Le Maitre (1976)。

的特点。

白榴橄榄玄武岩与白榴玄武岩的成分相似。但前者以较高的 MgO 含量、较大的 M 值和 CaO 含量偏低区别于后者。

93个样品的 Q型点群分析结果表明,三个火山群火山岩的化学成分非常相近,不同期、不同火山群喷出的白榴玄武岩的相似系数在0.96以上。苦橄白榴岩虽有较大的成分变化,但与白榴玄武岩间的相似系数也达0.80。反映了它们在成因上的紧密联系。

本区富钾火山岩与中国东部和世界范围玄武岩相比,本区火山岩以 K₂O、K₂O/Na₂O、P₂O₅ 高, Al₂O₃、 Σ FeO 低,而 SiO₂ 变化大为特征,反映本区玄武岩碱度较高,尤其是 K₂O 高,且岩浆经历过较强的演化。聚类分析表明,本区火山岩与东北其它地区新生代48个火山群的91个各种玄武岩样品,以较小的相似系数0.55即可分开。

三、火山岩地球化学特征

三个火山群富钾火山岩中的微量元素含量十分相似,它与一些富钾火山岩一样 (Gupta, 1980)^[2], 其特点是: 不相容元素强烈富集,而在岩石中同时还具有较高的相容元素,尤其在超基性岩中。

1. 过渡元素

不同类型岩石的过渡元素含量 (ppm) 及平均值见表3。与一般玄武岩相似,球粒陨石标准化的过渡元素配分型式,为具明显分异所形成的“W”形 (图2)。与地幔岩相比,易熔元素 (Ti、V) 富集,而难熔元素 (Cr、Co、Ni) 亏损,且酸度愈大, Cr、Co、Ni 愈低。

表 3 本区火山岩过渡元素含量(ppm)

Table 3 Contents of transitional elements in volcanic rocks

岩石	橄 榄 白 榴 岩				橄 榄 白 榴 玄 武 岩			白 榴 玄 武 岩								地幔岩
序号	1	2	3	平均	4	5	平均	6	7	8	9	10	11	12	平均	*
样号	MH ₁	H ₁	DZ		ST	MH ₂		N ₁	Dy ₂	W1-32	W1-6	J-11	Rs3	RA13		
Sc		16	20	18	12	20	16	12	13	13.37	12.31	8.55	11.13	10.09	11.49	17.0
Ti	11840	11840	13530	12403	11200	12380	11790	12480	15680	14210	12270	14930	11478	12006	13293	1300
V	248	189	189	209	148	222	185	122	147	116.3	106.6	111.7	120.2	122.2	120.8	77
Cr	389	198	359	315	283	297	290	88	53	161.3	153.9	156.2	123.2	129.8	123.6	3140
Mn	1393	990	1423	1267	739	990	865	705	847	1150.0	1556.6	1421.0	770.5	753.9	1029.1	1010
Fe	76057	58100	73300	69152	50900	60300	55600	51800	59100	60300	61800	60900	55900	61500	58757	60800
Co	32	29	48	36	32	40	36	24	27	31.5	31.6	31.3	34.3	33.8	30.5	105
Ni	227	182	263	224	265	193	229	82	57	130.7	134.4	140.0	132.9	119.4	113.8	2110
Cu	63	49	52	55	28	53	41	36	36	51.94	50.10	32.56	41.5	36.9	40.7	28
Zn	90	113	107	103	111	92	102	142	126	123.9	102.3	135.8	95.5	96.2	117.4	50

地科院测试所测试。 * 根据 Jagoutz 等 (1979)^(*) 资料。

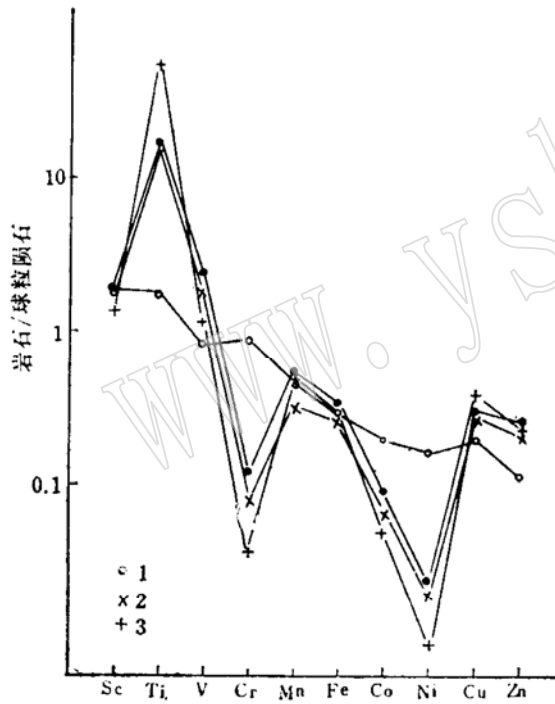


图 2 过渡元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 2 Chondrite-normalized transitional elements distribution pattern

1—苦橄白榴岩; 2—橄榄白榴玄武岩;
3—白榴玄武岩; 空心圆圈—地幔岩

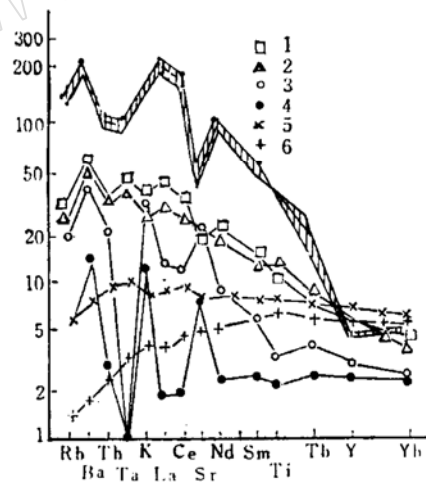


图 3 不相容元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 3 Mantle-normalized incompatible elements distribution pattern

1—平均大陆碱性玄武岩; 2—大洋岛屿碱性玄武岩;
3—平均岛弧钙碱性玄武岩; 4—岛弧拉斑玄武岩; 5—
平均大洋岛屿拉斑玄武岩(EiZO Nakamura等,1985⁽⁴⁾);
6—亏损大洋中脊玄武岩; 阴影部分—本区 富钾火山岩

2. 不相容元素

本区岩石与某些富钾火山岩相似,以不相容元素明显富集为特征(表4、图3)。不同岩石的不相容元素含量十分相似,但比其它碱性及拉斑玄武岩的不相容元素丰度高。

表4 本区火山岩不相容元素的浓度(ppm)

Table 4 Contents (ppm) of incompatible elements in volcanic rocks

岩石	橄榄白榴岩				橄榄白榴玄武岩			白榴玄武岩								原始地幔
序号	1	2	3	平均	4	5	平均	6	7	8	9	10	11	12	平均	**
样号	MH ₁	H ₁	DZ		ST	MH2		N ₁	Dy ₁	W1-32	W1-6	J-11	Rs3	RA13		
Li										7.34	7.12	7.06	8.48	8.77	7.75	2.07
K	30600	43200	40000	37933	40600	29200	34900	42400	47500	44300	35600	44700	49000	45500	44142	260
Rb	90	104		97	100	98	99	105	112						108*	0.81
Cs															0.94*	
Sr	1363	1556	1478	1468	1069	1177	1123	1200	1478	1253.0	995.8	1284.0	1339.0	1287.0	1262.4	28
Ba	1760	1413	1879	1684	1255	1437	1346	1571	1816	1656.0	1169.0	1314.0	1943.0	1747.0	1602.2	6.9
Th	12	3	12	9	3	3	3	3	3	9.64	8.61	8.81	13.6	15.4	8.87	0.094
Nb	62	87	68	66	55	52	53	55	69	58.17	58.34	75.24	63.4	59.1	62.6	0.9
Ta	10	10	10	10	10	10	10	10	10						2.48*	0.04
Zr	336	335	300	324	411	232	322	347	398	401.90	336.10	397.8	539.3	463.2	411.0	11
Be										3.60	2.68	3.40	3.9	3.5	3.41	
Y	17	23	20	20	16	19	18	17	22	7.01	13.91	10.53	27.1	22.4	17.14	4.6
Ga										27.62	25.29	15.24	27	26	24.23	2.5
P		4378		4378	3383	3660	3522	4524	5262	4051.0	3245.0	4913.0			4399	

注：*引自吴利仁(1985)，**据 Jagoutz 等, 1979⁽⁸⁾，地科院测试所测试

3. 稀土元素

本区火山岩的稀土配分型式相似(表5、图4)，均以 Σ REE 量较高，富含 LREE，及稀土分异明显为特征。 Σ REE 及分异程度均远高于我国东部的钠质碱性玄武岩，但又稍低于世界上其它地区的钾质玄武岩(张明, 1984⁽⁵⁾)。由图4、表5还可看出：

① Σ REE 从橄榄白榴岩(平均449.31)→橄榄白榴玄武岩(平均402.35)→白榴玄武岩(平均365.44)有递减的趋势，②反映稀土分异程度的 $(La/Yb)_N$ 值，在三类岩石中虽然相似，但平均值及最大值均以白榴玄武岩中最高，③ δEu 与 δCe 均接近于1，表明无 Eu 及 Ce 异常，④LREE 与 HREE 量介于金伯利岩与钾玄岩之间。

4. 同位素特征

本区火山岩的氧同位素 $\delta^{18}O\%$ 为 6.71—8.53 (6个样品)，高于一般幔源岩浆氧同位素范围 ($\delta^{18}O\% = 5.5 - 5.7$ ，据 Taylor 等⁽⁶⁾1984) 和中国东部新生代玄武岩的氧同

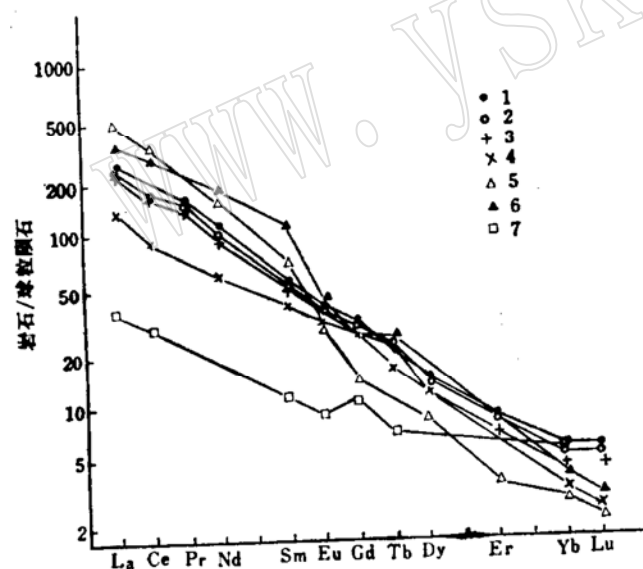


图4 稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution pattern

1—苦橄白榴岩；2—白榴橄榄玄武岩；3—白榴玄武岩；4—橄榄霞石岩(河北平泉)；5—金伯利岩(12个平均，印度)；6—金云白榴斑岩(美国 Leucite Hills)；7—钾玄岩平均值

位素范围 ($\delta^{18}O\% = 5.73 - 6.34$)。 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值介于 0.70514—0.70602 (10个样品)之

表 5 本区火山岩稀土元素浓度(ppm)

Table 5 Contents of REE in volcanic rocks

岩 石	橄 榄 白 榴 岩					橄 榄 白 榴 玄 武 岩		
序 号	1	2	3	4	平 均	5	6	平 均
样 品	Dz-1	MH-3	H1	DE-2	ST		MH ₂	
La	95.57	91.02	117.96	101.90	101.58	82.05	99.35	90.70
Ce	183.70	176.30	228.17	196.70	196.2	152.48	184.83	168.67
Pr	18.82	17.80	28.23	20.00	21.21	19.49	22.71	21.1
Nd	70.13	65.05	90.57	73.79	74.89	64.00	71.19	67.60
Sm	11.75	10.60	15.37	12.14	12.46	10.82	12.17	11.50
Eu	2.95	2.76	4.03	3.15	3.22	2.91	3.12	3.02
Gd	8.11	8.38	10.90	9.65	9.02	7.79	8.31	8.16
Tb	0.96	0.80	1.54	0.87	1.04	1.19	1.23	1.21
Dy	4.54	4.47	6.93	5.09	5.25	4.72	5.50	5.11
Ho	0.74	0.80	1.22	0.90	0.92	0.83	0.99	0.91
Er	1.61	2.04	2.57	2.26	2.12	1.77	2.22	2.00
Tm	0.10	0.10	0.43	0.10	0.18	0.29	0.33	0.31
Yb	1.05	1.27	1.53	1.32	1.29	0.98	1.38	1.18
Lu	0.28	0.13	0.23	0.14	0.20	0.16	0.21	0.19
Y	19.9	17.37	27.38	19.53	21.04	18.61	22.77	20.69
ΣREE	400.4	398.89	537.05	447.54	449.31	368.09	436.61	402.35
(La/Yb)N	59.9	47.21	50.74	50.86	52.18	55.15	47.42	51.28
δEu	0.88	0.873	0.91	0.87	0.89	0.93	0.90	0.91
δCe	0.97	0.99	0.92	0.97	0.95	0.872	0.89	0.88
La/sm	8.13	8.58	7.67	8.39	8.15	7.58	8.16	7.89

**白

榴

玄

武

岩

7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	平 均
N1	Dy 3	W1-32	W1-6	J-4	J-11	U-1	G-1	RK-1	Rs-3	RA-13	
85.30	110.51	74.4	63.20	70.2	82.15	90.9	64.8	95.6	100.10	94.01	83.37
163.16	212.69	149.0	127.1	133.7	164.4	174.4	125.5	181.0	171.85	171.55	161.31
20.81	25.92	15.77	13.46	14.8	17.19	19.81	13.9	19.7	20.97	20.14	18.40
67.84	86.63	60.64	52.49	54.0	65.20	70.3	51.7	69.3	75.88	73.65	66.22
12.28	14.70	10.48	9.27	9.4	11.03	11.8	8.9	11.26	10.95	11.45	11.07
3.21	4.06	2.84	2.51	2.6	2.91	3.1	3.0	3.1	3.15	3.15	3.06
8.71	10.30	8.16	7.35	5.5	8.14	6.8	5.8	6.7	8.27	8.42	7.65
1.19	1.50	0.75	0.87	1.5	0.67	1.7	1.44	1.8	1.13	1.12	1.25
5.10	6.37	4.04	3.78	3.4	4.08	3.5	3.4	5.1	4.76	4.73	4.38
0.88	1.06	0.68	0.63	1.1	0.70	1.1	0.24	1.22	0.81	0.80	0.84
1.84	2.29	1.65	1.54	1.4	1.63	1.0	1.4	1.5	1.87	1.87	1.64
0.27	0.32	0.1	0.1	0.15	0.1				0.26	0.24	0.18
1.19	1.30	0.92	0.92	0.73	0.87		0.8	0.89	1.23	1.18	1.01
0.14	0.17	0.15	0.23	0.10	0.21			0.03	0.15	0.15	0.15
19.27	24.23	14.24	13.56	13.3	14.41	16.2	15.8	18.5	19.57	19.88	17.16
391.19	502.26	329.6	283.2	298.6	359.6	384.4	280.8	396.4	401.36	392.46	365.44
47.22	56.00	53.27	45.2	63.34	62.20		53.4	70.76	52.61	53.74	55.74
0.91	0.97	0.91	0.91	1.03	0.91	0.98	1.21	1.02	0.98	0.95	0.97
0.89	0.91	0.98	0.98	0.94	0.99	0.93	0.94	0.94	0.84	0.89	0.93
6.95	7.52	7.10	6.82	7.47	7.45	7.70	7.28	8.49	9.14	8.21	7.53

* 地科院测试所测试。

**下表为上表的横向延续。

间, 位于幔源岩浆范围 (0.702—0.706, 据 Faure^[7], 1977) 的上限, 且高于中国东部玄武岩的范围 (0.7034—0.7045, 据周新华等, 1982)。

四、岩浆类型、地幔组成及部分熔融程度的分析

关于富钾岩浆中哪些是原生岩浆, 哪些是次生岩浆, 它们有无成因联系, 地幔岩石的组成是什么, 原生岩浆是地幔熔融多少的产物等等, 是极为重要的地质学和岩石学问题。

1. 岩浆类型及成因联系

地幔部分熔融但未经演化的原生岩浆, 在元素分配上, 应与地幔岩保持平衡关系。据不同作者的研究, 综合起来原生岩浆应有如下特征:

① 据 Binns 等 (1970) 和 Green (1971) 对含幔源捕虏体的碱性玄武岩和高压实验体系的研究结果表明, 与上地幔残余橄榄岩平衡的原生岩浆 M 值 ($Mg/(Mg+Fe)$) 在 68—72% 之间, Ni 为 290 ppm、Cr 为 380 ppm。Frey 等 (1984) 认为, 原生岩浆的 $Co = 27-80$ ppm, $Sc = 15-28$ ppm, 岩石中橄榄石的 $Fo = 90$ 。

② Faure (1977)^[7] 认为原生岩浆的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的初始值为 0.702—0.706。

③ 久野 (1976) 认为原生岩浆的固结指数 (SI) 为 $40 \pm$ 或更大。

④ 未经分异的原生岩浆中应含较多的幔源包体 (Green, 1971)。

⑤ Sato (1977) 研究表明, 原生岩浆与幔源捕虏体中橄榄石平衡时的 Ni—Mg 及 Fe—Mg 分配系数是:

$$D_{Ni-Mg}^{Ol-Mag} = (MgO/NiO)_{Mag} / (MgO/NiO)^{Ol} = 2.3(2.0-2.6)$$

$$D_{Fe-Mg}^{Ol-Mag} = (MgO/FeO)_{Mag} / (MgO/FeO)^{Ol} = 0.3$$

以上引用的资料均为本文判断原生岩浆和次生岩浆的依据。

本区的三类岩石中, 苦橄白榴岩及橄榄白榴玄武岩成分符合原生岩浆的标准。如苦橄白榴岩, M 值介于 65—72 之间, Ni 平均为 224 ppm, 最大值为 263 ppm; Cr 平均为 315 ppm, 最大值 359 ppm; Co 平均 36 ppm, 最大值 48 ppm; Sc 平均 18 ppm, 最大值 20 ppm; SI 值为 38.2—41.9, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.70521, 均与原生岩浆标准一致或接近。另外, 岩石中还有较多的 I 型包体, 苦橄白榴岩与其中的金云母二辉橄榄岩幔源包体的 D_{Ni-Mg}^{Ol-Mag} 为 2.7,

D_{Fe-Mg}^{Ol-Mag} 为 0.21, 也均与平衡值接近。又如橄榄白榴玄武岩, M 值为 69.1—69.2, Ni 为 227.0—264.9 ppm, Cr 为 283—297 ppm, Sc 为 16 ppm, SI 为 38.3—44.1, 岩石中也见较多的 I 型包体。因此, 上述两类均应属原生岩浆直接冷凝的产物。

白榴玄武岩的 M 值为 49—65, Ni 为 81.5—140.0 ppm, Cr 为 88.3—161.3 ppm, Co 平均为 30.5 ppm, Sc 平均为 11.49 ppm, SI 为 18.1—33.6。明显地较原生岩浆偏低。 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 介于 0.70514—0.706022 之间, 位于幔源岩浆上限值或偏大, 明显地大于中国东部其它地区新生代玄武岩范围 (0.7034—0.7045), 而且 I 型包体非常罕见, 见到的是大量花岗岩的捕虏体。因此, 白榴玄武岩应为次生岩浆。

本区原生岩浆与次生岩浆是有成因联系的, 表现在: ①在时间上, 由苦橄白榴岩→橄榄白榴玄武岩→白榴玄武岩, 具有由早到晚连续喷出的关系; ②在空间上, 除上述三类岩石

密切共生外,本区的三个火山群还具带状分布规律;③氧化物变异图中,虽略有成分间断,但原生岩浆与次生岩浆的三类岩石均位于同一变异线上,具连续变化的趋势;它们的微量及稀土元素也具相似的配分型式。由此,本区的三类岩石具有演化关系。

2. 源区地幔成分及原生岩浆的部分熔融程度

富钾火山岩的特点是,地幔中不相容元素(Ti、V、Rb、Sr、Ba、Zr)及地幔中相容元素(Cr、Ni)均为富集,是一个难于解释的现象。不少学者,如 yoder^[8]等(1969), Kushiro(1968), Wendlandt^[9]和 Edger^[10]等(1976),对含金云母橄榄岩的实验体系进行了研究。这些研究表明,含金云母地幔岩的部分熔融作用,能产生既富集Ti、V、Rb、Sr、Ba、Zr等元素,同时又含较高Cr、Ni元素的富钾玄武岩浆,为富钾岩浆直接起源于地幔提供了理论依据。

下述证据表明,本区富钾原生岩浆起源于地幔金云母二辉橄榄岩,源区岩石具富钾特点:

(1) 原生岩浆中明显地富集金云母中的Ti、V、Rb、Sr、Ba、Zr等元素,刘英俊等(1985)^[11]测定的本区岩石橄榄石斑晶中的非晶质包裹体成分表明, $K_2O > Na_2O$ 。

(2) 原生岩浆中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 较高,如苦橄白榴岩中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为0.705212。但本区地壳较薄,反映源区有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值,可能与金云母中放射性成因的 ^{87}Sr 加入有关(Hofmann等,1978)^[12]。

(3) 本区地幔岩包体中明显富钾, K_2O 高达0.30—0.58%。比Ringwood(1976)^[13]模拟的地幔岩 K_2O (0.24%)及世界各地的地幔岩包体($K_2O = 0.02—0.10\%$, Kuno等,1970)高的多,比黑龙江省其它地区的地幔岩包体的 K_2O (平均0.28%)也显著偏高。

(4) 本区火山岩中发现富含有金云母的I型二辉橄榄岩包体,显然是富钾的地幔岩。而本区不含金云母的二辉橄榄岩包体中, K_2O 含量也是很高的。这样高的钾含量说明,在二辉橄榄岩包体的矿物颗粒之间,可能存在富含 K_2O 的玻璃,它是金云母分解的产物。这一点,由个别包体粒间的玻璃中,含有鳞片状金云母得到证实。

表6 Rb、Ba及La的固液分配系数

Table 6 Solid/liquid distribution coefficient of Rb, Ba, La

元素 矿物	Rb	Ba	La
Ol	0	0	0
OPx	0	0	0.002
CPx	0.003	0.002	0.07
Ga	0	0	0.005

因此,可用金云母二辉橄榄岩包体,作为原始地幔岩,以计算地幔的部分熔融程度。由于金云母含量甚微,估计在熔融开始即会消耗殆尽,故可能残留的矿物为Ol、Opx、Cpx、Ga,这些矿物Rb、Ba及La的固液分配系数(Allegre等^[14],1979)如表8所示:

这些元素的总分配系数都接近于零。用此式熔融模式,以不同元素计算得到的部分

熔融程度分别为:苦橄白榴岩3.10%、3.30%、4.01%,平均3.5%;橄榄白榴玄武岩4.04%、4.60%、4.20%,平均4.3%。可见,苦橄白榴岩及橄榄白榴玄武岩岩浆的熔融程度分别平均为3.5%和4.3%,前者为熔融程度较后者偏低的产物。

五、岩浆演化机理与定量模式

原生岩浆形成后, 还演化为次生岩浆, 即白榴玄武岩浆。演化机理有分离结晶, 也有同化混染。分析依据及定量模式如下:

1. 分离结晶的分析

原生岩浆形成后, 首先是分离结晶, 主要依据是:

(1) 由于相容元素和不相容元素分别对分离结晶和部分熔融程度反映敏感, 我们绘制了不同过程中 Ni 与 La 元素的变化趋势曲线 (图5)。由图5可以看出, 本区岩石的演化接近分离结晶过程。此外, 在表5中所示的岩石中的 La 变化较大, La/Sm 变化较小, 也指示有分离结晶的存在 (Treuil 等, 1975)。

(2) 苦橄白榴岩与白榴玄武岩间, 不相容元素变化较小, 而相容元素变化大; 岩石化学成分中随着 SiO_2 增大, MgO、CaO、FeO 等难熔氧化物明显降低等, 均反映了分离结晶作用的存在。

(3) 我们在本区火山岩中, 新发现了岩浆早期结晶形成的 II 型包体及单斜辉石、斜方辉石、碱性长石巨晶; 且本区火山岩中还普遍见到显微斑晶与集合斑晶。又表明了

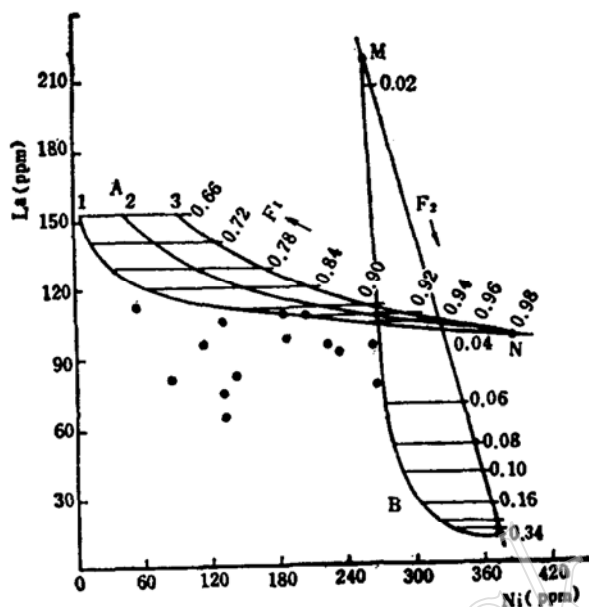


图 5 分离结晶、部分熔融过程 La—Ni 的变化

Fig. 5 Variation diagram of La—Ni in process of differentiation crystallization and partial fusion

A—分离结晶过程; 结晶产物有二辉岩, 单斜辉石岩等; B—部分熔融过程; M—原始地幔浓度; N—原生岩浆浓度

分离结晶是长期的。

根据本区次生岩浆较原生岩浆明显亏损 Cr、Ni, 贫 MgO、CaO 和较富 Na_2O 、 K_2O , 稀土配分型式又无 Eu 异常等现象, 可以认为, 原生岩浆的结晶分离矿物相主要为 Ol、Opx、Cpx, 而其它矿物较少。

2. 同化混染的分析

除分离结晶外, 原生岩浆同化混染围岩的作用也不可忽视, 同化混染现象表现在以下几个方面:

(1) 在白榴玄武岩中, 尤其在五大连池地区, 含有大量的花岗岩捕虏体及由花岗岩分解后残余的石英和长石捕虏晶, 大部分捕虏体还受到了熔融而园化和形成浮岩状残渣, 使捕虏体成分发生了变化 (张明, 1985)^[15], 是同化混染的直接证明。

(2) 在氧化物变异图上, 白榴玄武岩的投点分散; 在 SI—氧化物图上, 相关性也较差, 根据 Malsuhisa 等 (1979) 研究, 它反映了同化混染的存在。

(3) 本区火山岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 大于幔源岩浆及中国东部玄武岩的范围, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值属

于幔源玄武岩的上限值，高于中国东部其它地区新生代玄武岩的初始值，也表明有壳源物质的混染作用。

不难分析，本区原始岩浆曾遭受同化混染作用，混染的围岩主要是本区的花岗岩。从本区富钾火山岩的酸度与岩石中花岗岩捕虏体含量呈明显的正相关来看，也说明同化花岗岩的重要意义。

3. 同化混染与分离结晶程度的定量模式

以五大连池区较常见的Ⅱ型包体作为分离结晶产物，以花岗岩捕虏体作为混染物质。以苦橄白榴岩作为原生岩浆，以白榴玄武岩作为分离结晶与同化混染作用形成的次生岩浆。由图6可知，当原生岩浆（2）结晶出约18%的Ⅱ型包体时，残余岩浆（3）与29%的花岗岩（5）混染，即可形成本区的次生岩浆—白榴玄武岩浆（4）。

为了进一步证实分离结晶与同化混染的双重影响，进一步采用微量元素定量模式进行计算，计算式为：

图 6 分离结晶—同化混染作用的化学成分变异图
Fig. 6 Variation diagram of chemical composition in differentiation crystallization —assimilation process

1—分离结晶产物；2—原生苦橄白榴岩岩浆；3—分离结晶后的残余岩浆；4—白榴玄武岩；5—混染的花岗岩

表 7 结晶分离—同化混染模拟结果

Table 7 Calculation of differentiation crystallization-assimilation process

元 素	原生岩浆	次生岩浆	Ⅱ型包体	混染花岗岩	$\overline{Di}$	计算值
La	95.57	82.15	2.82	25.90	0.029	82.05
Ce	183.70	164.4	5.86	43.07	0.032	155.26
Nd	70.13	65.2	2.53	15.15	0.036	58.66
Sm	11.75	11.03	0.44	2.47	0.037	9.801
Eu	2.95	2.91	0.08	0.64	0.027	2.46
Gd	8.17	8.14	0.35	1.89	0.043	6.58
Tb	0.96	0.67	0.3	0.59	0.312	0.71
Dy	4.54	3.53	0.16	1.27	0.035	3.70
Er	1.61	1.63	0.1	1.42	0.062	1.23
Yb	1.05	0.87	0.07	0.74	0.067	0.92
Ni	263.2	130.7	1547	45	5.88	114.4
Co	47.5	31.59	126		2.65	32.45
Cr	358.6	153.90	833	53	2.32	148.4
V	188.5	106.6	13.65	55	0.072	129.4
δ^4						0.510
α						0.27
F						0.90

$$\delta^2 = \sum_i \left(\frac{C_{L,r}^i - C_{L,m}^i}{C_{L,r}^i} \right)^2 = \sum_i \{ [C_{L,o}^i f \bar{D}_i^{-1} (1 - \alpha) + \alpha C_{L,a}^i - C_{L,r}^i] / C_{L,r}^i \}^2$$

上式中: $C_{L,r}^i$ ——白榴玄武岩中 i 元素的浓度, $C_{L,m}^i$ ——计算白榴玄武岩中 i 元素的浓度, $C_{L,o}^i$ ——原始岩浆(苦橄白榴岩)中 i 元素的浓度, $C_{L,a}^i$ ——混染的花岗岩中 i 元素的浓度, f ——分离结晶程度, $\bar{D}_i$ —— i 元素的总分配系数, α ——同化混染程度, δ^2 ——计算浓度与实际浓度的误差平方和。

对13种微量元素进行模拟(表7), 当 $f = 0.90$, $\alpha = 0.27$ 时, 模拟结果与实际岩石各元素的相对误差平方和 δ^2 最小(0.51), 平均每个元素的相对误差平方不到0.04%, 可见模拟结果是比较理想的。

由此可看出, 本区的次生岩浆确由原生岩浆分离结晶和同化混染作用形成的, 由上述采用氧化物与微量元素模拟计算结果的相似性也可得到证实。同化混染程度分别为29%和27%, 比较一致, 取其平均值为28%, 分离结晶程度分别为18%和10%, 取其平均值为14%。即次生岩浆是由原生岩浆经约14%的分离结晶和同化混染约28%的花岗岩物质形成的。

参 考 文 献

- [1] 胡世玲等, 1982, 五大连池新生代玄武岩的 K—Ar 年龄和 Sr—O 同位素特征, 中国科学院地质所。
- [2] Gupta, A.K., 1980, Petrology and genesis of leucite-bearing rocks, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- [3] Jagutz, E., et al., 1979, The abundances of major, minor and trace element in the earth's mantle as derived from Primitive Ultramafic nodules, Proc. Lunar Planet Science, 10, 2031-2050.
- [4] Eizo Nakamura, et al., 1985, the influence of subduction Processes on the geochemistry of Japanese alkaline basalt, Nature, V. 316, No. 6023, 55-58.
- [5] 张明, 1984, 黑龙江省老黑山, 火烧山石龙岩岩石学特征, 地球科学, 1, 87-98.
- [6] Taylor, H.P., Jr., et al., 1984, $^{18}O/^{16}O$ and chemical relationships in K-rich volcanic rocks from Australia, East Africa, Antarctica and San Venano-CuPaello, Italy, Earth Planet Science Letters, 69, 263-276.
- [7] Faure, G., 1977, 同位素地质学原理, 潘曙兰等译, 1981, 科学出版社。
- [8] Yoder, H.S., et al., 1969, Melting of hydrous Phase Phlogopite, America Journal Science, 276, 558-582.
- [9] Wendlandt, R.F., et al., 1980, The origins of Potassic magma, J. Petr., 17, 339-356.
- [10] Edger, A.D., 1976, Experimental Petrology of a highly Potassic magma, J. Petr., 3, 339-356.
- [11] 刘英俊等, 1985, 中国东部若干玄武岩矿物中包裹体研究, 地球化学, 第4期。
- [12] Hofmann, et al., 1978, An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle, Earth Planet Sci. Lett., 38, 44, -62.
- [13] Ringwood, A.E., 1975, 地幔成分与岩石学, 杨美娥等译, 1981, 地震出版社。
- [14] Allegre, C.J., et al., 1979, Systematic use of trace element in igneous Process, Contr. Miner. Petro., 60, 57-75.
- [15] 张明, 1985, 同化混染对五大连池石龙岩的影响及石龙岩成因探讨, 岩石矿物及测试, 第3期, 193-202页。

Petrological Characteristics and Genetic Analysis of the Belt of Potassium-rich Volcanic Rocks from Erkeshan, Wudalianchi and Keluo of Heilongjiang

Qiou Jiexiang Liao Qunan
(Wuhan College of Geology)

Du Xiangrong
(Heilongjiang Institute of Geology)

Key words: Heilongjiang; potassium-rich volcanic rock;
petrological characteristics; genetic analysis

Abstract

Erkeshan, Wudalianchi and keluo volcanic groups distribute in a single tectonic belt. From Neogene to Holocene, they erupted continuously. Volcanic rocks belong to a series of ultrabasic--intermediate, alkaline--peralkaline potassium-rich rocks. In present paper they are named as picrite-leucitite, olivine-leucite basalt and leucitebasalt. The rocks in three volcanic groups are very similar in petrology and geochemistry, that shows their close relationship them. But they are different from Cenozoic volcanic rocks of other areas in northeastern China by high abundance of K_2O , Alk and Poor CaO, and characterized by much rich incompatible elements and LREE, the primary magma also has relatively high content of mantle compatible elements (such as Cr, Ni). Consequently, they belong to potassium-rich type which are rarely found in the world.

Based on the petrology, geochemistry and calculation, we suggest that the picrite-leucitite and olivine-leucite basalt were solidified by primitive magma which derived from phlogopite-bearing lherzolite mantle by partial melting, the degree of partial melting is respectively 3.5% and 4.3% about. Leucite basalt was solidified by secondary magma, which was produced by fractional crystallization of a small amount (14%) of accumulative rock from primitive magma and assimilation of granite (28%).