

同化混染对五大连池石龙岩的影响及石龙岩成因探讨

武汉地质学院北京研究生部

张明

黑龙江五大连池火山群钾质火山岩,曾被小仓勉(1936)^[1]定名为“石龙岩”。关于它的成因,除牛来正夫(1940)^[2]基于岩石中有大量熔蚀的花岗岩捕虏体及捕虏晶存在,认为它是钠质碱性玄武岩同化花岗岩形成的(以下称“同化说”)以外,别无详细的研究。为此,本文将简述该火山群中老黑山、火烧山石龙岩及其中花岗岩捕虏体的基本特征,并据此讨论同化混染作用对五大连池石龙岩成分的影响,进而提出对石龙岩成因的初步看法。

一、石龙岩岩石特征简述

五大连池火山群位于松辽裂谷带与小兴安岭隆起交界处,老黑山、火烧山位于该火山群中部。区内地层主要有石炭系千枚岩、板岩,白垩系砂页岩及第四系火山岩,并有华力西期及燕山期花岗岩侵位。

历史记载,本区石龙岩最后喷发为1719—1721年。岩石为黑、红褐或深灰色,多孔到致密块状构造,多具斑状结构,基质为玻基柱粒结构到全晶质柱粒结构,主要造岩矿物为橄榄石+单斜辉石±石榴石±碱性长石±火山玻璃。除壳源捕虏体外,本区南部药泉山已发现少量二辉橄榄岩深源包体^①。

石龙岩平均成分(59个样品)为SiO₂ 51.85, TiO₂ 2.28, Al₂O₃ 13.87, (FeO) 8.60, MnO 0.14, MgO 6.78, CaO 6.28, Na₂O 3.95,

K₂O 5.14, P₂O₅ 0.84。随岩石中SiO₂含量增加(47.96→54.36%), MgO、(FeO)和CaO相应减少(分别为7.90→4.98%、10.51→7.86%、8.02→5.31%),而K₂O、Na₂O并无任何规律性的变化。从化学成分看,石龙岩属于钾质碱性—过碱性系列的基—中基性火山岩。

石龙岩具慢源⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7052—0.7058)和 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (+6.69—+7.01)值,其微量元素浓度(ppm, 3—12个样品平均)为Cr 445、Ni 147、Co 42、V 655、Cu 96、Sc 12.3、Y 19.0、Sr 1950、Ba 1236、Rb 95、Nb 58、Ta 10、Zr (包括Hf) 310、Cs 4、U₂、Th 8、La 97.0、Ce 162.0, La/Yb 高达81.4。从地球化学特征看,石龙岩适度富集Cr、Ni、Co等地幔中相容元素,强烈富集Ba、La、Rb、K、Zr等地幔中不相容元素。

因此,要解释石龙岩成因,和解释其它含白榴石岩石成因一样^[6],必须解释(1)岩石中相对较低的SiO₂和高的K₂O含量的矛盾;(2)同时富集地幔中相容和不相容元素的矛盾。

二、花岗岩捕虏体在熔融过程中的变化

石龙岩中花岗岩捕虏体随熔融程度增

① 杜向荣, 1983, 私人通信。

表 1 不同类型花岗岩捕虏体岩性特征

Table petrographical characteristics of various granitic xenoliths

岩石类型*	颜色	结构, 构造	比重	矿物含量(%) / 平均粒径(mm)							岩石名称**	测定薄片数	图版
				角闪石	黑云母	斜长石	碱性长石	石英	暗色玻璃	浅色玻璃			
A	肉红深灰	花岗结构, 致密块状构造	2.57	0.2-2.5 0.8×0.4	6-16 1.0	17-44 2.5×1.6	23-41 2.3×2.0	22-28 1.7	0	0	二长花岗岩	7	I-1
B	暗红灰白	碎裂花岗结构, 致密块状或较疏松	—	2-5 0.5×0.4	6-11 0.5×0.3	39-42 1.0×0.5	20-22 0.7×0.5	23 0.9	2	0-1	二长花岗岩	2	—
C	灰白	熔蚀结构, 较疏松	—	0	0	25 0.6×0.4	15 0.5×0.3	46 0.8	2	12	二长花岗岩	1	—
D	灰白、白	玻璃质结构, 多孔渣状构造	0.64	0	0	0.3-6.0 0.4×0.3	13-21 0.5	1-5	70-86	碱性长石花岗岩	3	I-2 I-3	

* 即正文中捕虏体类型, 下同; ** 据IUGS定量矿物分类(1972)及Streckeisen和Le Maitre化学成分分类(1979)⁽⁷⁾, “—” 未测定, 下同

加, 玻璃质含量递增, 因此可依玻璃质数量多少划分为A、B、C、D四个类型(表1)。由A型到D型, 熔融程度依次增加, 其岩性、化学成分及矿物特征均发生有规律的变化。

从表1可以看出, 自A型到D型, 捕虏体颜色变浅, 比重降低, 由花岗结构经熔蚀结构变为玻璃质结构, 致密块状构造变为多孔渣状构造, 暗色矿物及浅色矿物先后熔融, 并有选择地进入岩浆, 使捕虏体最终成为以浅色玻璃及残留石英为主的熔渣状岩石。

捕虏体中矿物相对含量的变化引起其化学成分的变化。从A型到D型, 捕虏体中SiO₂及K₂O增加, MgO、(FeO)、CaO等减少(表2、图1), K₂O/Na₂O由0.83增至1.24; 与此同时, 微量元素中Rb、Zr、Ta、Y及重稀土增加, 并出现负Eu异常(表3、图2)。

捕虏体熔融时, 除石英外, 其余造岩矿物均发生结构和(或)成分的改变, 并伴有玻璃质产出。现依其变化顺序分述如下:

1. 角闪石和黑云母

依光性确定, A型捕虏体中角闪石为普通角闪石, 黑云母为少铁黑云母。在B型

中, 它们多色性改变, 折射率及2V_{Np}增加, 角闪石重折率也随之增大, 而C_ANg减小

表 2 花岗岩捕虏体化学成分

Table 2 Chemical analyses(in wt%) of granitic xenoliths

岩石类型	A	B	C	D
SiO ₂	69.03	68.66	74.10	75.53
TiO ₂	0.37	0.36	0.12	0.16
Al ₂ O ₃	14.87	14.95	12.99	12.64
Fe ₂ O ₃	0.94	1.39	0.82	0.75
FeO	2.23	1.81	1.73	0.29
MnO	0.05	0.06	0.10	0.00
MgO	1.46	1.63	0.30	0.01
CaO	2.52	2.49	0.71	0.16
Na ₂ O	4.27	4.14	4.66	4.32
K ₂ O	3.53	3.76	4.29	5.36
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.03	0.00
H ₂ O ⁺	0.29	0.29	—	0.58
F	0.06	0.06	—	—
合计	99.78	99.76	99.85	99.80
K ₂ O/Na ₂ O	0.83	0.91	0.92	1.24

A—老黑山南, 3个平均(样品号A27、A68、A72); B—老黑山火山锥, 5个平均(A4、A6、A15、A67、L38); C—水泥厂东(L23); D—老黑山火山垣(L39—D)。武汉地质学院北京研究生部化学分析室和黑龙江省地矿局实验室分析。

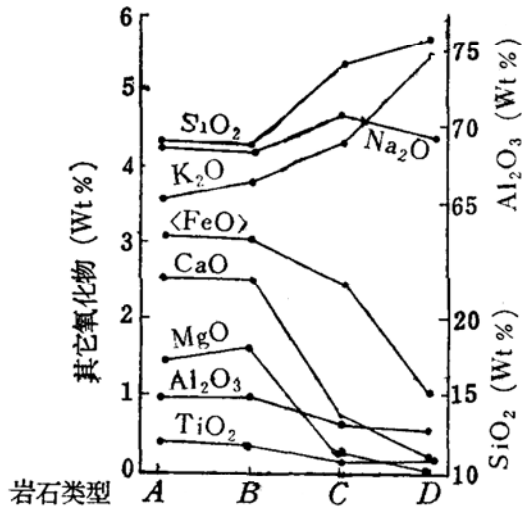


图1 花岗岩捕虏体化学成分变异图

Fig.1 Silica-major oxides variation diagram of granitic xenoliths in shihlunite

表3 花岗岩捕虏体微量元素含量 (ppm)

Table 3 Contents (in ppm)

of trace elements of granitic xenoliths

岩石类型	A	B	C	D
Cr	—	34	7	14
Ni	—	24	8	8
Rb	87(2)	89(4)	161	170(3)
Nb	35(4)	35(4)	21	9(3)
Ta	4(2)	4(4)	8	7(3)
Zr	122(2)	128(4)	148	266(3)
(Hf)				
Sc	3.6	5.3	3.7	—
Y	6.6	7.8	30.0	—

中国地质科学院岩矿测试技术研究所及黑龙江地质矿产局实验室测定。

括号内数字为样品数, 未注明者为一个样。

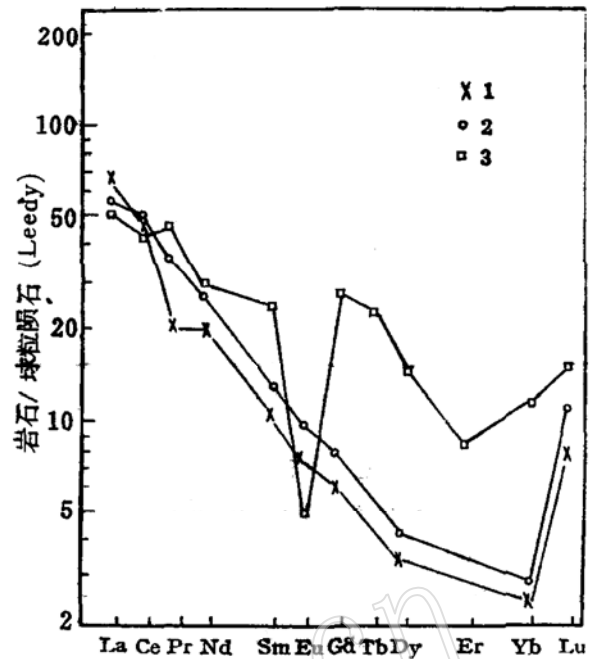


图2 花岗岩捕虏体稀土元素分布型式

Fig.2 Leedy chondritenormalized REE patterns of granitic xenoliths in shihlunite

1—A型捕虏体 (样品号A72); 2—B型捕虏体 (L38); 3—C型捕虏体 (L23)。

中国地质科学院岩矿测试技术研究所测定。

(表4、表5)。X-射线衍射表明, 发生上述变化时, 黑云母含铁量不变, 因此, 上述变化主要是由于受热时 $(OH)^-$ 逸失和 Fe^{2+} 氧化为 Fe^{3+} 所致。其后, 角闪石和黑云母分解熔融 (图版 I-4、I-5), 变为暗色玻璃、透铁橄榄石、透辉石、磁铁矿和石英的混合物 (表6)。角闪石和黑云母的上述变化特征

表4 花岗岩捕虏体中角闪石光性特征

Table 4 Optical characteristics of amphiboles in granitic xenoliths

岩石类型	多色性			折射率		Ng—Np	2V _{Np}	C∧Ng	Fe* Fe+Mg (%)
	Ng	Nm	Np	Ng	Np				
A	深绿, 深褐	绿、褐	淡黄绿、淡褐	1.667—	1.646—	0.020—	74—75°	18°	36—38.5
				1.669(7)	1.648(4)	0.021	(2)	(2)	
B	暗红	鲜红	亮黄绿—亮黄	1.736—	1.695	0.040—	76—77°	2—13°	—
				1.746(5)	1.706(5)	0.041	(3)	(3)	

* 依Ng确定。Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} , 下同。括号内数字系测定个数, 下同。

表5 花岗岩捕虏体中黑云母光性特征

Table 5 Optical characteristics of biotites in granitic xenoliths

岩石类型	多色性		折 射 率	$2V_{Nd}$	Fe/(Fe + Mg) (%)	
	Ng \approx Nm	Np	Ng \approx Nm		1	2
A	深绿、绿褐	淡黄	1.628—1.636(8)	8°(2)	35—42	43—47
B	暗红褐—鲜红	桔黄亮—黄绿	1.684—1.700(4)	15°(2)	—	43—45

1—依Ng确定；2—依X光确定。武汉地质学院测试中心束今赋、杨光明测定，下同。

表6 角闪石、黑云母分解熔

融产物X-射线衍射数据

Table 6 X-ray diffraction data of decomposed and melted amphiboles and biotites

石 英			磁 铁 矿		
d(Å)	I/I ₀	hkl	d(Å)	I/I ₀	hkl
4.269	4	100	4.862	4	111
3.351	10	101.011	2.951	2.5	022
2.282	3	102.012	2.531	10	113
1.818	2.5	112	2.098	3	004
			1.613	3	333
			1.485	3	044
透铁橄榄石			透辉石		
d(Å)	I/I ₀	hkl	d(Å)	I/I ₀	hkl
3.916	9	021	3.233	10	220
3.760	8	101	3.005	10	221
3.518	6	111	2.951	2	310
2.786	9	130	2.531	4	002
2.472	10	112	1.626	3	223.531
1.756	4	240			

表明，其熔蚀时处于高温低压、氧逸度较高的环境中。

在C型捕虏体中，角闪石和黑云母消失，仅残存少量上述分解熔融产物。

2. 斜长石和碱性长石

A型捕虏体中斜长石为低温有序的更长石，在B型中，其开始熔融，An含量及有序度下降（表7）。

表7 花岗岩捕虏体中斜长石

光性特征

Table 7 Optical characteristics of plagioclases in granitic xenolith

岩石类型	Np'	An(%) (据 Np')	$2V_{Nd}$	有序度	
				1	2
A	1.5331—	13—17	88.5°(2)	0.85—	0.9—1.0(2)
	1.5365(12)			0.95(6)	
B	1.5325—	11—15	78°(2)	0.58—	—
	1.5345(7)			0.85(19)	

1—依弗氏台确定；

2—依X-光确定。

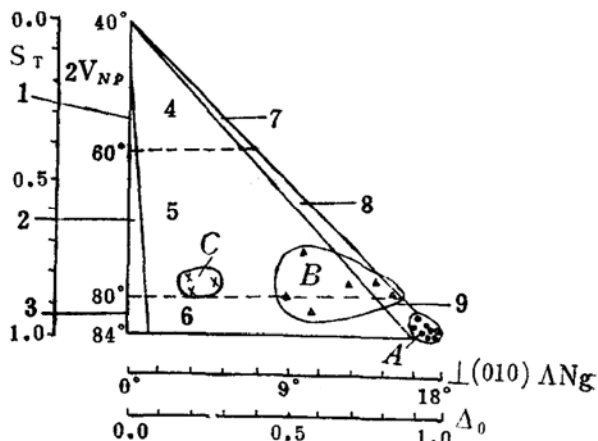


图3 花岗岩捕虏体中碱性长石结构状态变化图（据马富宁，1962）

Fig. 3 Textural variation diagram of alkalic plagioclases in granitic xenoliths (after Mafunin, 1962)

• —A型捕虏体；▲ —B型捕虏体；× —C型捕虏体。1—3为高、中、低正长石；4—6为高、中、低三斜正长石；7—9为高、中、最大微斜长石。

A型捕虏体中碱性长石为最大微斜长石, 依Nm确定, $Or=88-95$ 。熔融时其成分不变, 仅三斜度(Δ_0)及有序度(S_T)下降, 且以三斜度下降为主($\Delta_0: 0.97 \rightarrow 0.25$; $S_T: 0.99 \rightarrow 0.86$), 由最大微斜长石经中微斜长石、低三斜正长石, 变为中三斜正长石(图3)。

3. 浅色玻璃

浅色玻璃在B型捕虏体中开始出现, 而在D型捕虏体中成为主要成分。浅色玻璃中 SiO_2 、 K_2O 含量较高, 而 MgO 、 CaO 较低(表8), 折射率为1.4905—1.5018(9个颗粒测定), 依成分^[3]及折射率^①, 均应属于流纹英安质一流纹质玻璃。因为石龙岩浆

表8 花岗岩捕虏体中浅色玻璃化学成分

Table 8 Electronprobe analyses
(in wt%) of pale colored glasses in
granitic xenoliths

产出岩石 样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^*	MnO
L39-D	68.21	0.00	19.32	1.58	0.05
	75.35	1.65	8.05	5.51	0.27
产出岩石 样品号	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	合计
L39-D	1.49	0.63	1.80	5.24	98.32
	0.46	0.81	1.04	4.99	98.13

中国地质科学院矿床地质研究所杨明明分析。

富钾, 浓度梯度不利于捕虏体中熔出的 K_2O 向岩浆扩散, 而使其集中于浅色玻璃之中, 所以玻璃中 $K_2O \gg Na_2O$, K_2O/Na_2O 高达2.9—4.8。D型捕虏体中玻璃较多的特点和法国Massif Central碧玄岩中花岗质捕虏体类似^[8], 可能是由于玻璃和石龙岩浆成分差异大, 混熔程度较低所致。

上述化学成分及矿物特征变化的结果, 使石龙岩中花岗岩捕虏体由未熔触的二长花

岗岩最终变为相当于碱性长石花岗岩成分的岩石。

三、花岗岩同化混染对石龙岩的影响

同化说认为, 东北碱性花岗岩在被钠质碱性玄武岩浆同化时, 可以熔出 $K_2O=11.8\%$ 、 $K_2O/Na_2O=3.03$ 的钾质熔浆。它以3:7的比例与钠质碱性玄武岩浆混合, 可以形成石龙岩成分的岩浆。上述假定存在以下问题:

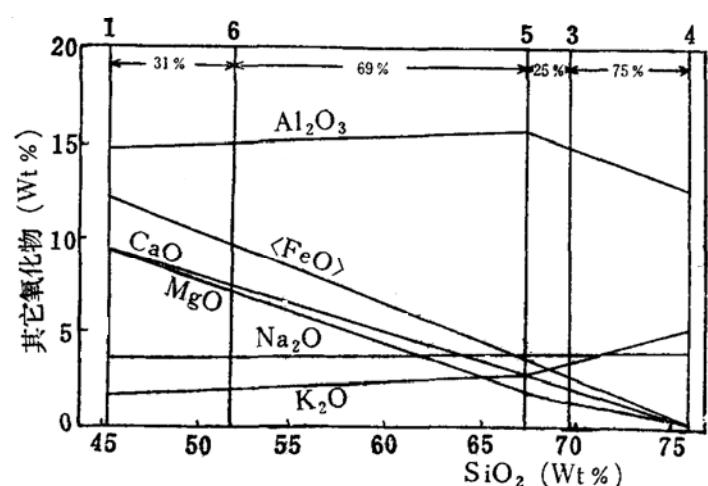
1. 牛来正夫假定被同化花岗岩 K_2O/Na_2O 为1.13, 属钾质类型的钾长花岗岩, 而本区实际被同化花岗岩(即A型捕虏体)的 K_2O/Na_2O 仅为0.83, 属钠质类型的二长花岗岩。

2. 牛来正夫先以七星山钠质碱性玄武岩(图4—Ia)为假定的原始岩浆, 将其和石龙岩平均成分(图4—Ib)以化学成分变异图外推到 $CaO=0$ 的位置, 确定了被同化花岗岩中应熔出的钾质熔浆成分(图4—Ie); 再以其和假定的钾质花岗岩(图4—Ic)外推到 $K_2O=0$ 的位置, 求出花岗岩熔融残余的成分(图4—Id)。熔融及同化的相对数量, 是从图4—I中以杠杆规则确定的。但如前所述, 花岗岩熔融后残留成分并非无钾, 故这种假定及由此产生的推论与实际不符。

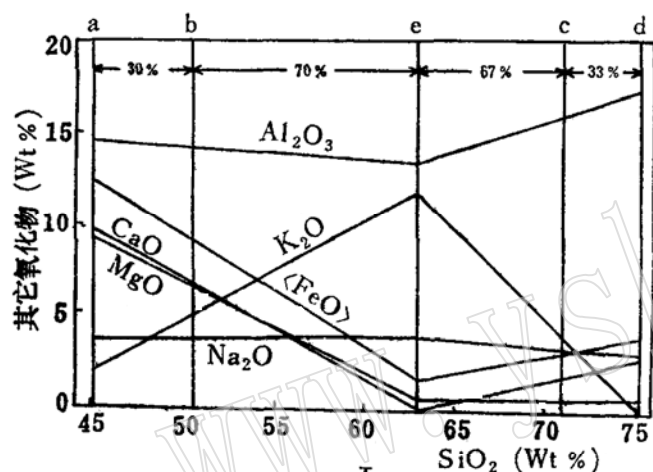
作者依据石龙岩中花岗岩捕虏体的实际资料, 重新估计了同化混染对石龙岩成分的影响。

以A型捕虏体(表9之3)为原始花岗岩, D型捕虏体(表9之4)为熔融残余, 并假定熔融时仅成分及重量变化, 而体积不变, 则以比重差异可估计其熔融程度。A型

①邱家骥、黄家厅, 1973, 火山岩玻璃折光率、比重与火山岩种属及成分的关系, 北京地质学院地质科技资料, 5期, 67—84页。



II



I

图4 钠质碱性玄武岩同化花岗岩化学成分变异图

I—据牛来正夫, 1940, a—e见正文,

II—正文, 1—6见表9

Fig.4 Silica-major oxides variation diagram of sodaalkalic basalt contaminating granite

I—After Gorai, 1940, a—e, see the text,

xt,

II—1—9, see table 9

捕虏体比重为2.57, D型为0.64, 故熔融程度为 $(1 - 0.64/2.57) \times 100\% = 75\%$ 。熔出的熔体(表9之5)中 K_2O 仅2.93%, K_2O/Na_2O 为0.69, 并非钾质熔浆。将求出的熔体成分与牛来正夫的原始岩浆(表9之1)混合, 若混合后的成分中 SiO_2 含量与石龙岩平均含量(表9之2)一致(51.85%), 同样以化学成分变异图(图4—II)求出其 K_2O

仅2.12%, K_2O/Na_2O 为0.56(表9之6), 与石龙岩($K_2O=5.14\%$, $K_2O/Na_2O=1.30$)相差甚远。

当然, 花岗岩捕虏体熔融时体积会发生改变, 上述推论与实际情况会有出入。但花岗岩中的 K_2O 含量低于石龙岩, 且随熔融程度增加, 捕虏体中 K_2O 和 K_2O/Na_2O 增加, 这已经表明, 本区花岗岩被同化时, 不能使石龙岩原始岩浆中钾质富集。从图4—II还可以看出, 推断的花岗岩熔出成分中 SiO_2 远高于石龙岩, 而 MgO 、 $\langle FeO \rangle$ 、 CaO 则远低于石龙岩, 可见同化混染可以降低石龙岩原始岩浆的基性程度。这与前述石龙岩中 SiO_2 增加时, MgO 、 $\langle FeO \rangle$ 、 CaO 和 K_2O 的变化趋势一致。

表9
Table

顺序号	1	2	3
SiO_2	45.10	51.85	69.43
Al_2O_3	14.65	13.87	14.96
$\langle FeO \rangle$	12.14	8.60	3.10
MgO	9.16	6.78	1.47
CaO	9.30	6.28	2.53
Na_2O	3.55	3.95	4.29
K_2O	1.77	5.14	3.55
顺序号	4	5	6
SiO_2	76.03	67.23	51.85
Al_2O_3	12.72	15.71	14.97
$\langle FeO \rangle$	0.97	3.81	9.60
MgO	0.01	1.96	6.96
CaO	0.28	3.28	7.46
Na_2O	4.35	4.27	3.77
K_2O	5.40	2.93	2.12

样品说明见正文。2—4 为扣除挥发份后折算为100%

3. 捕虏体浅色玻璃中 SiO_2 含量(68—75%)高于石龙岩中火山玻璃(52—64%), 而 K_2O (5.0—5.2%)则低于后者(5.7—

6.8%)，同样说明在同化混染过程中，扩散作用只能降低石龙岩基性程度，不能增加 K_2O 含量。

4. 花岗岩捕虏体中Rb、Nb、Ta、Zr及轻稀土等地幔中不相容元素含量均低于石龙岩，且其中部分元素的含量还随熔融程度增加而增加。若仍以A型捕虏体为原始成分（表10之2），D型（或G型）捕虏体为熔融残余（表10之3），依熔融75%估算，熔出熔体（表10之4）中Rb、Nb、Ta、Zr、La和Ce含量仅相当于石龙岩（表10之1）中同名元素的24—76%。因此，花岗岩的同化混染不能成为石龙岩中富集上述地幔中不相容元素的原因。

表 10
Table 10

顺 序 号	1	2	3	4
Rb	90	87	170	59
Nb	58	35	9	44
Ta	10	4	7	3
Zr(Hf)	310	122	266	74
La	97.0	25.90	19.0	28.2
Ce	162.0	43.07	43.0	43.1

5. 壳源岩石中黑云母等熔出的玻璃质中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 极高，达0.7231^[7]。因此，大规模同化花岗岩或其它壳源钾质岩石，岩浆中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 必然升高。石龙岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 偏低，属幔源范围，故不可能经历大规模的同化混染作用。

6. 黑龙江省西北部与本区成分类似的火山（群），已经报道的有6处^①，火山锥60余个，熔岩面积千余平方公里。上述地区基岩成分并不完全相同，而火山岩成分极为相似，单纯同化说亦难以解释。

7. 八木健三和Gupta(1977)^[4]的实验证明，不同比例的碱性辉绿岩和碱性花岗岩混合熔融，并不能晶出含白榴石的矿物组

合。

综上所述，同化说不能解释石龙岩的岩石化学、地球化学及地质学特征，与实验岩石学结论也不一致，因而是不可可能的。

四、石龙岩可能的成因

鉴于同化说不能解释石龙岩的基本特征，作者推测，石龙岩浆可能直接源于含金云母地幔岩的部分熔融。实验岩石学表明^[10、11]，在压力大于30Kb，温度大于1200℃的情况下，在含金云母的上地幔岩中，金云母是作为固相线矿物存在的，如果部分熔融程度较低，就可以熔出贫硅富钾的岩浆。作者认为，在本区形成这种钾质岩浆的条件是具备的。

1. 张德全等(1980)^[5]指出，我国东部玄武岩中橄榄岩包体的 K_2O 含量(0.10%)及K值^②(26.0)大于世界大陆区同类包体($K_2O=0.05\%$, $K=21.7$)；而蒋永玉等(1981)^③的资料进一步表明，黑龙江省橄榄岩包体更富钾($K_2O=0.28\%$, $K=31$)。若上述统计具代表性，则本区上地幔钾质局部富集，源区金云母含量增高，是有可能的。

石龙岩中过渡元素相对于上地幔岩中过渡元素平均丰度，具有V、Ti的正异常和Cr、Co、Ni的负异常（图5）。在含金云母地幔岩中，V、Ti主要赋存于金云母中，Cr主要赋存于尖晶石、石榴石及单斜辉石中，而Co、Ni则主要赋存于斜方辉石和橄榄石中^[14、15、16、17]。因此，上述分布型式表明源区可能有金云母熔融。

① 胡君生：1982，黑龙江省第四纪玄武岩岩石化学的初步研究，中国东部新生代玄武岩及其深源包体会议论文。

② $K = 100 \times K_2O / (K_2O + Na_2O)$

③ 蒋永玉等：1981，黑龙江省克东—嫩江钾玄岩组合及成因模式（摘要）。

图6为石龙岩中亲石元素的相对含量。图中元素的排列顺序,即是依该元素在金云母和共生的上地幔岩主要矿物间总分配系

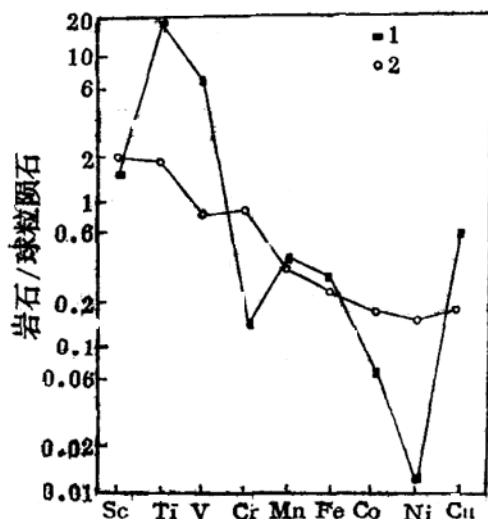


图5 石龙岩及地幔岩过渡元素分布型式

Fig.5 Chondrite-normalized transitional element distributions of shihlanite and the average abundance of the upper mantle

1—石龙岩(平均值); 2—地幔岩(据Jagoutz等, 1979)^[12] 球粒陨石据 Kay 和Hubbrad(1978)^[13]

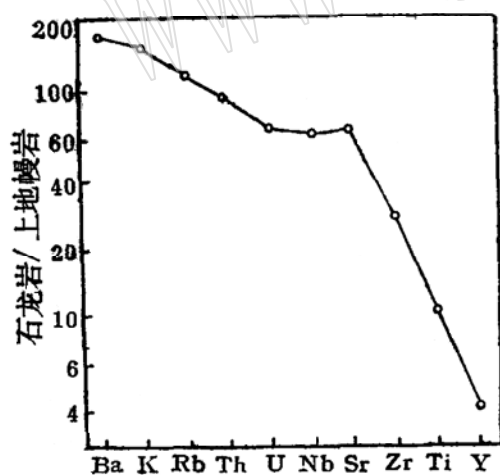


图6 石龙岩亲石元素分布型式

地幔岩据Jagoutz等(1979)^[12]

Fig.6 Upper mantle abundance-normalized lithophile element distributions of shihlanite. Upper mantle abundance after Jagoutz et al.(1979)^[12]

数^[16,17]递减的顺序(仅U、Th依其在上地幔岩主要矿物中相容程度递减的顺序^[18]插

入。因此,从左到右,上述元素在金云母中相对含量递减。而从图6的分布型式可见,石龙岩中上述元素相对含量也相应减少。这也说明石龙岩中亲石元素的特征,可能与金云母熔融的影响有关。

2. 金云母在上地幔中含量少,一般小于5%。因此,只有部分熔融程度较低,主要由固相线矿物金云母熔融,才能形成富钾及其它易熔组份的岩浆;而随熔融程度增加,钾和其它易熔组分则被稀释,难熔组份相对增加。

石龙岩成分的下述特征,均表明其可能是上地幔部分熔融程度较低的产物:(1)主要元素中较低的 Al_2O_3/TiO_2 (4.7—7.4, 平均6.1)、 CaO/TiO_2 (2.2—3.5, 平均2.7)^[18]; (2)过渡元素中相对较低的Ni、Co、Sc含量(分别为147、42、12.3ppm)^[14]; (3)强不相容元素(Ba、K、Rb、Th、La等)含量为平均上地幔90—180倍^[17]; (4)不相容元素对比值除Rb/K (0.0028)略小于地幔岩(0.0031)外, Rb/Sr (0.048)、Ba/Sr (0.63)、Th/U (4.9)、Nb/Zr (0.187)均大于地幔岩(分别为0.029、0.25、3.6、0.082)^[17]; (5)高度富集轻稀土(La/Yb=81.4)的稀土元素分布型式^[19]。依Paul等(1975)^[20]的方法以La/Yb计算,熔融程度约7%。

综上所述,本区石龙岩可能源于上地幔较深部位富钾的含金云母上地幔岩,在熔融程度较低时产生原生钾质岩浆。其后的同化混染作用仅使岩浆基性程度降低,而不能使 K_2O 富集,更不足以使钠质碱性玄武岩演化为石龙岩。

本文是在邱家骧导师精心指导下完成的研究生论文的一部分。工作过程中,得到杜向荣、祝桂芝、黄仕永工程师大力帮助;蒙吴利仁、游振东教授、孙善平副教授审阅,提出宝贵意见;陆亚利同志代为清绘图件,

任忠胜同志协助部分野外及室内工作, 谨此一并致谢。

主要参考文献

[1] 小仓勉: 1936, 龙江省五大连池火山地质报文, 满州火山地质调查报告, 第一号, 旅顺工科大学。

[2] 牛来正夫: 1940, 北满五大连池火山产アルカリ玄武岩の成因に关する考察, 地质学杂志, 47卷, 457—467、481—498页。

[3] 邱家骥: 1979, 确定陆相火山名称, 酸度、碱度、系列、组合的简便化学方法。地质与勘探, 第8期。50—56页。

[4] 八木健三, Gupta, A.K.: 1977, カコウ岩類の混成作用に关する実験的研究う白榴石岩石の成因, 火山, 22卷, 65—75页。

[5] 张德全等: 1982, 中国东部新生代玄武岩及其二辉橄辉岩包体的分布和成分特征的研究, 中国地质科学院地质研究所所刊, 4号, 15—31页。

[6] Gupta, A. K., Yagi, K.: 1980, Petrology and genesis of leucite-bearing rocks. Springer-Verlag.

[7] Streckeisen, A. Le Maitre, R. W.: 1979, A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 136, 169—206.

[8] Maury, R. C. et al.: 1978, Comparative magma/xenolith relationships in some volcanic and plutonic rocks from the French Massif Central. Contrib. Min. Petrol, 66, 401—408.

[9] McSirney, A. R.: 1979, Effect of assimilation. In: Yoder, H. S. JR. (ed.), The evolution of the igneous rocks, 307—338. Princeton Univ. Press.

[10] Wendlandt, R. F., Eggler, D. H.: 1980,

The origins of potassic magmas(1, 2). Amer. J. Sci., 280, 385—420, 421—458.

[11] Edgar, A. D.: 1975, Experimental petrology of a highly potassic magma. J. Petrol., 17, 339—356.

[12] Jagoutz, E. et al.: 1979, The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th, 2031—2050.

[13] Kay, R. W., Hubbrad, N. J.: 1978, Trace element in ocean ridge basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 38, 95—116.

[14] Frey, F. A. et al.: 1978, Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to aliyine-melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. J. Petroi., 19, 403—513.

[15] Wedepohl, K. H. (ed.): 1974, Hand book of geochemistry. Vol. 2. Springer-Verlag.

[16] Pearce, J. A., Norry, M. J.: 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Yb variations in volcanic rocks. Contrib. Min. Petrol., 69, 33—47.

[17] Carmichael, I. S. E., Turner, F. J., and Verhoogen, J.: 1974, Igneous petrology, McGraw-Hill, New York.

[18] Sun, S. S. et al.: Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts Earth Planet. Sci. Lett., 44, 119—138.

[19] Kay, R. W., Gast, P. W.: 1973, The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. J. Geol., 81, 653—682.

[20] Paul, D. K. et al.: 1975, Rare-earth abundances in Indian Kimberlite. Earth Planet. Sci. Lett., 25, 151—158.

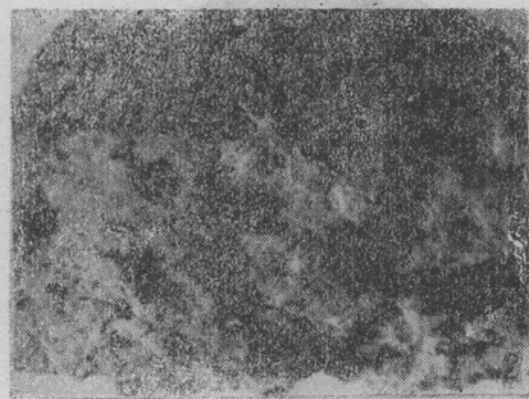
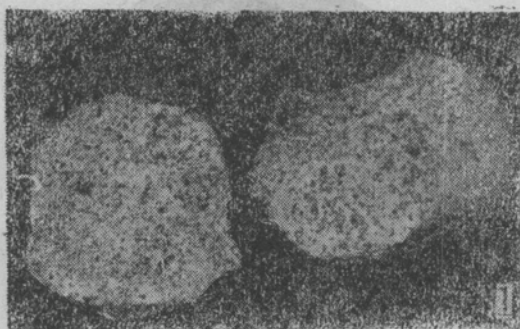
On the Contamination and the Petrogenesis of Shihlunite of Wadalianchi Volcanic Group, Heilongjiang Province

Zhang Ming

Abstract

The study of the mineralogical, petrochemical and geochemical variations of monzonite-granitic xenoliths resorbed in the shihlunite indicates that a fused

mass, which is riched in potassium and other incompatible mantle elements, could not be produced by resorption of these xenoliths. Accordingly, it should be considered that the hypothesis proposed by Gorai, interpreting the shihlunite as a product of soda-alkalic basalt magma contaminating granite, could neither explain the petrochemical, geochemical and geological characteristics of shihlunite, nor consist with the conclusion of experimental petrology. It is indicated that shihlunite may have been derived from a kind of primary potassic magma which was formed as a result of lower degree of partial melting of phlogopite-rich mantle rocks in the deer layer of the upper mantle. And the contamination of granite could only decrease the basicity of the rock.



图版说明

- 版图 I—1 肉红色花岗岩捕虏体，未熔融，直径10cm，老黑山东南。
- 图版 I—2 白色花岗岩捕虏体，溶渣状，暗色陪分为粘连的熔浆， $9 \times 6 \times 4 \text{cm}^3$ ，老黑山。
- 图版 I—3 溶渣状花岗岩捕虏体中的浅色玻璃。单偏光，对角线长1.2mm。
- 图版 I—4 沿解理缝分解、熔融的黑云母和具暗化边缘的榍石。正交偏光，对角线长1.2mm。
- 图版 I—5 沿解理缝分解、熔融的角闪石。正交偏光，对角线长1.2mm。