中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊
1990年 Bull. Xi'an Inst. Geol. Min.Res., Chinese Acad. Geol. Sci. No.28

新疆巴楚瓦吉尔塔格金伯利岩中金云母成分特征及形成条件讨论*

王懿圣 苏犁

内容提要 巴楚瓦吉尔塔格金伯利岩中金云母可划分为斑晶和基质两个世代。测试结果表明，本区金云母$Mg\cdot 100/Mg+(Fe)$低，斑晶金云母该值变动范围大，为80.2—85.3；基质金云母该值集中在82.2—84.7，个别达91.4。斑晶往往具环带，边部较核部相对富镁低铁，表明其结晶历史漫长，而基质见不到环带，成分上较富镁，代表岩浆结晶晚期快速冷凝的产物。此外，本区金云母Al_2O_3高，为10.53—16.14%；TiO_2较高，为1.43—3.47%。据目前对金云母的研究成果，认为本区金伯利岩中金云母形成于温度较高、氧逸度偏大而压力较低的环境。

金云母是金伯利岩的主要造岩矿物之一，也是钾镁煌斑岩（lamproite）中大量出现的原生矿物。由于此两种岩石往往是含金刚石的主岩，岩石的高K_2O含量主要由金云母来提供，岩石形成的物理化学条件和历史过程可以通过金云母结构和成分特征来判别和恢复，因此，对金云母特征的研究是上述两种岩石岩石学研究不可缺少的一个重要侧面。

据有关资料[19]，金伯利岩中金云母可有多种成因和来源：（1）来自上地幔橄榄岩捕体与榴辉岩捕体的金云母捕晶[9]；(2)来自火成堆晶岩的MARID套富云母团块的金云母捕晶[16]；（3）金伯利岩浆在高压条件下晶出的金云母巨晶；（4）金伯利岩浆侵位之后，即岩浆晚期阶段生长的基质金云母。钾镁煌斑岩中的金云母则主要是母岩浆晶出的斑晶和基质[18]。本文讨论的金云母只限于金伯利岩浆中晶出的斑晶和基质，对岩石中充填的后期金云母细脉，不拟赘述。

一、瓦吉尔塔格金伯利岩概况

金云母产自新疆巴楚瓦吉尔塔格（以下简称瓦区）金伯利岩岩石中。迄今在瓦区已发现金伯利岩体38个，构成岩体群，其中岩墙32条，岩管或准岩管6个。岩体群位于塔里木地台西北缘巴楚隆起内，直接围岩为地台盖层上泥盆统依木干他乌组石英粉砂岩和克孜勒塔格组长石—石英砂岩，个别岩体侵入于华力西晚期超基性—基性杂岩体内。据K—Ar法测定，与杂岩体伴生的角闪正长岩年龄为303 Ma，金伯利岩全岩年龄为186.6 Ma，应是早印支期的产物[2]。

瓦区金伯利岩呈块状和角砾状构造，多数为块状—角砾状的过渡。角砾为异源碎屑物，经熔蚀而显浑圆或破裂成不规则状，成分以纯橄岩、单辉辉石岩岩屑及辉石、角闪石等晶屑

* 本文资料来源于"加速查明新疆矿产资源综合研究项目"。

为主。岩石为斑状—假斑结构和晶屑—岩屑结构，次有席状结构、卵斑结构及环边结构等。斑晶橄榄石明显多于金云母。岩石蚀变有蛇纹石化、滑石化、绿泥石化、碳酸盐化和钙铁榴石化。副矿物有磷灰石、镁铝榴石、刚玉、金红石、锆石、榍石和石墨，少见金刚石和碳硅石；铬铁矿、钛铁矿及钛磁铁矿大量出现。岩石类型以斑状金伯利岩（异源碎屑物含量不超过10%）和碎屑金伯利岩（异源碎屑物含量为10—50%）为代表。

金云母在金伯利岩中的含量为5—8%，局部可达10%。按产状可分为斑晶金云母和基质金云母，斑晶为第一世代，薄片统计含量1—2%，呈叶片状、板状，长轴达4 mm，往往具挠曲和波状消光，熔蚀现象不明显；选矿样中分选出的片状金云母直径可达8 mm。基质金云母为第二世代，含量不超过5%，呈板条状，长由不足0.5 mm至1 mm，在岩石中杂乱分布呈席状。

二、金云母矿物学研究

瓦区金伯利岩中斑晶金云母显浅黄多色性，为正吸收，有时内核多色性明显而边缘多色性微弱，光性上具反环带性质。基质金云母除少数颗粒外多色性普遍不明显。

斑晶X射线衍射分析结果定名为金云母。

对瓦区金云母矿物化学成分的研究，除前人有个别化学分析资料外●，其余由电子探针测定。使用仪器JXA—733型，工作条件为：加速电压15 kv，灯丝电流10—20 nA，束斑直径3μ。共14个样品的分析测试结果列于表1，以氧原子数为22计算的其他原子数亦列于同表中。

三、讨论与结论

70年代后期以来，特别是历次金伯利岩国际讨论会上发表的文献，对金云母成分和形成条件的研究取得了一系列进展，金云母可以作为潜在的地质温度—压力计。Arai[6]研究了分别来自上地幔石榴石橄榄岩与尖晶石橄榄岩的金云母，发现前者Mg/Mg+(Fe)值偏高，四面体中Si原子数趋近6而Al^{IV}相应接近2，即Al/(Al+Si)值降低，在恒定温度下其形成压力增高；后者则相反，Mg/Mg+(Fe)值偏低，Si原子数远达不到理论值6而Al^{IV}则趋近3，其形成压力低于前者。Arima等[7]及Robert[16]认为，金伯利岩金云母的高Ti含量表明其形成于低压和高氧逸度环境。Tronnes等[20]的研究也表明，Ti在金云母中的溶解度随温度、氧逸度的增高而增大，随压力加大而降低。Field等[12]发现，金伯利岩体中地幔岩团块的金云母Cr_2O_3含量普遍较高；而金伯利岩基质金云母Cr_2O_3值却很低[11]，因此，金云母的TiO_2、Cr_2O_3含量分别可以作为其形成压力条件（深度）的指标。在加拿大的Upper Canada Mine金伯利岩的韭闪石—透辉石—铬铁矿团块中发现过富Ba金云母，其BaO含量可高达4.27%，Na_2O及Cr_2O_3亦高，TiO_2低。据Arima等[6]的意见，该团块为地幔成因，金云母是上地幔中Ba的主要携带者。此外，Field等[12]亦曾报道，在南非Jagersfontein金伯利岩的橄榄岩团块中发现过高Ba的大片金云母，据认为其是地幔交代的产物。

● 易爽底等，1984，新疆Y区金伯利岩岩石矿物特征。

表1　巴楚瓦区金伯利岩金云母化学成分

Tab. 1 The chemical compositions of phlogopites from Mount Wa, kimberlites

序号		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
样品号		B85-21-3		W86-18-5	W86-36-3	W86-21-5	W86-23-3	B85-01*	W86-53	W86-54-4	W86-80-4	W86-60-7		W86-57-3	W86-56-3
化学成分（重量%）	SiO_2	40.50	40.42	39.91	38.36	39.10	38.95	40.05	39.94	38.89	39.71	40.17	40.04	39.74	40.00
	TiO_2	1.95	1.93	1.43	2.79	2.27	3.47	2.79	2.53	2.57	2.24	1.74	1.67	2.32	1.67
	Al_2O_3	15.39	15.23	10.53	15.01	16.14	15.98	13.74	14.79	14.92	15.43	14.16	14.56	14.21	15.43
	Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.09	0.09	0.03	0'00	0.00	0.02	0.02	0.22	0.00
	(FeO)	8.43	7.93	4.02	7.90	7.29	8.62	9.52	9.24	7.34	8.87	7.21	7.20	6.84	6.85
	MnO	0.04	0.00	0.00	0.27	0.22	0.24	0.08	0.06	0.24	0.21	0.05	0.11	0.30	0.30
	NiO	0.00	0.02	0.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00	0.04	0.17	0.00	0.51
	MgO	22.99	22.65	24.02	20.46	21.31	19.69	21.77	21.63	20.68	19.89	22.79	23.40	21.17	21.21
	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	—	—	0.00	0.00
	BaO	0.54	0.59	2.09	0.51	0.60	0.27	—	—	0.33	0.73	0.66	0.54	0.51	0.52
	Na_2O	0.70	1.21	0.27	1.47	0.75	1.23	1.09	1.21	1.37	1.25	1.33	1.38	1.30	1.26
	K_2O	8.01	8.36	9.89	8.39	7.44	8.87	9.87	8.69	8.64	8.74	8.47	8.35	8.62	7.98
	F	—	—	—	—	—	—	0.12	—	—	—	—	—	—	—
总计		98.65	98.34	92.71	95.59	95.12	97.32	99.15	98.12	95.33	96.87	96.64	97.44	95.23	95.73
以氧原子数为22计算的其他原子数	Si	5.624	5.640	5.950	5.544	5.592	5.528	5.629	5.609	5.615	5.667	5.703	5.633	5.726	5.708
	Ti	0.200	0.201	0.161	0.304	0.241	0.366	0.295	0.270	0.278	0.240	0.188	0.177	0.251	0.180
	Al^{IV}	2.376	2.360	1.846	2.456	2.408	2.472	2.278	2.391	2.385	2.333	2.297	2.367	2.274	2.292
	Al^{VI}	0.144	0.137	—	0.095	0.307	0.202	—	0.055	0.149	0.256	0.073	0.049	0.131	0.296
	Cr	—	—	—	0.052	—	—	0.008	—	—	—	—	—	0.026	—
	Fe^{2+}	0.976	0.922	0.502	0.954	0.876	1.022	1.122	1.088	0.685	1.037	0.853	0.845	0.822	0.814
	Mn	0.004	—	—	0.035	0.026	0.026	0.008	0.008	0.026	0.026	0.009	0.017	0.035	0.034
	Ni	—	—	0.063	—	—	—	—	—	0.043	—	0.004	0.017	—	0.060
	Mg	4.756	4.710	5.341	4.407	4.544	4.165	4.557	4.532	4.452	4.227	4.817	4.907	4.541	4.506
	Ca	—	—	—	—	—	—	0.004	—	—	—	—	—	—	—
	Ba	0.033	0.034	0.125	0.026	0.034	0.017	—	—	0.017	0.043	0.034	0.034	0.026	0.026
	Na	0.184	0.318	0.072	0.416	0.206	0.341	0.304	0.337	0.382	0.343	0.358	0.372	0.363	0.343
	K	1.419	1.492	1.882	1.544	1.357	1.601	1.772	1.552	1.597	1.595	1.535	1.503	1.592	1.457
$\frac{Mg\cdot100}{Mg+(Fe)}$		83.0	83.6	91.4	82.2	83.8	80.3	80.2	80.6	83.4	80.3	85.0	85.3	84.7	84.7
产状类型		斑晶(核)	斑晶(边)	基质	基质	基质	斑晶	斑晶	斑晶	基质	斑晶	斑晶(核)	斑晶(边)	基质	基质

测试者，刘文峰等；*为冶金工业部天津地质研究院九室测试

自西澳发现含金刚石的钾镁煌斑岩后，对该岩石中金云母的研究亦取得积极成果。据Scott Smith等[18]的资料，钾镁煌斑岩中金云母成分以高Ti、低Al为特征，其F含量高（特别是橄榄钾镁煌斑岩中金云母的F可达7.14%，见于西澳的Ellendale[14]），比金伯利岩中金云母一般要高出一个数量级。Jaques等[13]还指出，橄榄金云钾镁煌斑岩中金云母成分上高Cr高Al（原文如此，疑为低Al之误——本文作者），并有熔蚀现象，则可能是在较高压力下晶出的。

从表1所列瓦区金伯利岩金云母化学成分特征，结合上述金云母研究中取得的有关论点，

可得出如下几点认识：

1. 前人据化学分析认为本区金伯利岩中的云母为黑云母●。经此次研究，本区云母 Mg·100/Mg+(Fe)值偏低，大多变动在80—85之间，其中斑晶云母变化范围大，为80.2—85.3；基质云母该值一般集中在82.2—84.7，最大达91.4。在纯金云母—镁叶云母—铁叶云母—羟铁云母矩形图上，各样品的投点落在金云母区内。应为低镁的金云母，与我国辽宁复县金伯利岩中部分金云母[4]相近似（图1）。

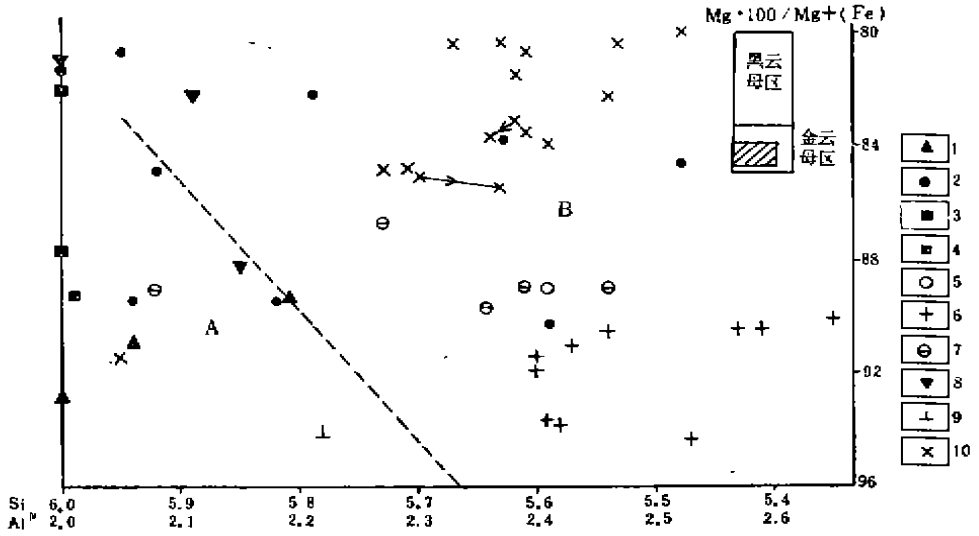


图 1 巴楚瓦区金伯利岩金云母在云母分区图上位置及与其它资料的对比

Fig. 1 Mg·100/Mg+(Fe) versus ($Si+Al^{IV}$) plot for phlogopites from Mount Wajir kimberlites in comparison with several phlogopites from other kimberlite and lamproite occurrences

A—石榴石橄榄岩区；B—尖晶石橄榄岩区（据Arai, 1984）。

1—中国蒙阴；2—中国复县；3—南非 Premier；4—南非 De Beers；5—中国京山；6—澳大利亚 Orroroo；7、加拿大 Tunraq；8—澳大利亚 Kimberley 区（钾镁煌斑岩）；9—印度 Wajrakharur；10—中国巴楚（图中箭头示由核部到边部）

2. 前人还认为，本区云母有褪色现象，有时边缘褪色，中心未褪色●。但据观察，金云母斑晶由核部到边部多色性强弱有截然的界线，并不是渐变的，是第二世代叠加于第一世代的表现。据两个斑晶测试结果（表1，序号1—2；11—12），边部相对富镁低铁，其Mg·100/Mg+(Fe)值略高于核部，是一种反环带现象。当金伯利岩浆演化某一阶段，由于氧逸度的增大和磁铁—钛铁矿的晶出，使岩浆中镁质相对增加，晚期结晶的金云母（相当于第二世代）覆盖于早期金云母（核部）之上，而使斑晶具反环带，表明结晶历史漫长。基质金云母不出现环带，成分与斑晶边部有一致性，表明其结晶过程短暂。

3. 本区金云母由于Si的相对不足，需2个以上Al^{IV}来填补（少数样品Si+Al不足8，在四面体位置上还应出现Fe^{3+}，见表2序号3、7），即在云母分区图（图1）上由左向右

● 易爽庭等，1984，新疆Y区金伯利岩岩石矿物特征。

移动，投点绝大多数落在 Arai[6] 划分的尖晶石橄榄岩区，表示生成压力偏低，与加拿大 Tunraq[16]、澳大利亚 Orroroo[7] 等不含矿金伯利岩中金云母的情况相似，而与投落在石榴石橄榄岩区的我国山东蒙阴[3,4]以及南非 Premier[11]、De Beers和印度Wajrakharur[5]等地的含矿金伯利岩中的金云母有别。

4.本区金云母 TiO_2 含量为1.43—3.47%，明显高于国内外某些含矿金伯利岩中金云母的 TiO_2 值，但低于澳大利亚含矿钾镁煌斑岩中金云母的该项值[18]（图2）。由于 TiO_2 在金云母中的含量可说明结晶时温度、压力和氧逸度的状况，推测本区金云母形成时温度较高，氧逸度值较大而压力较小。

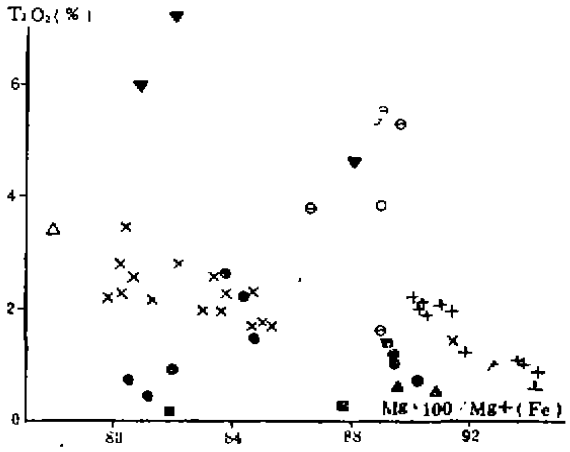


图 2　巴楚瓦区金云母在 TiO_2—Mg·100/(Mg+Fe) 图上位置及与其它资料的对比

Fig. 2　TiO_2 (wt%) versus Mg·100/Mg+(Fe) atomic ratio plot for phlogopites from Mount Wajir kimberlites in comparison with several phlogopites from other kim berlite and lamproite occurrences. Symbols as in Fig.1

△—中国镇远，其余图例同图1

5.本区金云母 Al_2O_3 含量为 10.53—16.14%，在 Al_2O_3—Mg·100/Mg+(Fe) 图（图3）上相当集中，构成一独立的成分区。其 Al_2O_3 值与 Tunraq、Orroroo以及我国贵州镇远[1]、湖北京山●等地金伯利岩中金云母相当，但明显高于国内外几个知名的含矿金伯利岩和钾镁煌斑岩中金云母的该项值。金云母的 Al_2O_3 含量高，意味着四面体中有更多的 Al^{IV} 进入，应是相对低压的表征。据测定，产自WK—I岩管斑晶金云母中包裹体均一温度为982℃，代表斑晶结晶温度下限，由表2序号1、2计算出斑晶的 X_{Si}^{tet} 值为 0.703 和 0.705。据 Arai[6] 设计的临界组合内人工合成金云母的 X_{Si}^{tet} 值和温度、压力关系图表（图4），得出本区金云母斑晶形成压力小于 20 kb，即相当于此结晶阶段的金伯利岩浆处于约 65 km的深度，是原始金伯利岩浆上升途中的产物。

6.本区斑晶和基质金云母 Cr_2O_3 含量均低，与国内外某些金伯利岩及钾镁煌斑岩中金云母的该值相当，尤其是与 Tunraq 及 Orroroo 等产区的金云母相近似。此外，本区金云母的

● 地质部宜昌地质矿产研究所，1979，湖北京山、钟祥、随南一带金伯利岩及偏碱性超基性岩的研究。

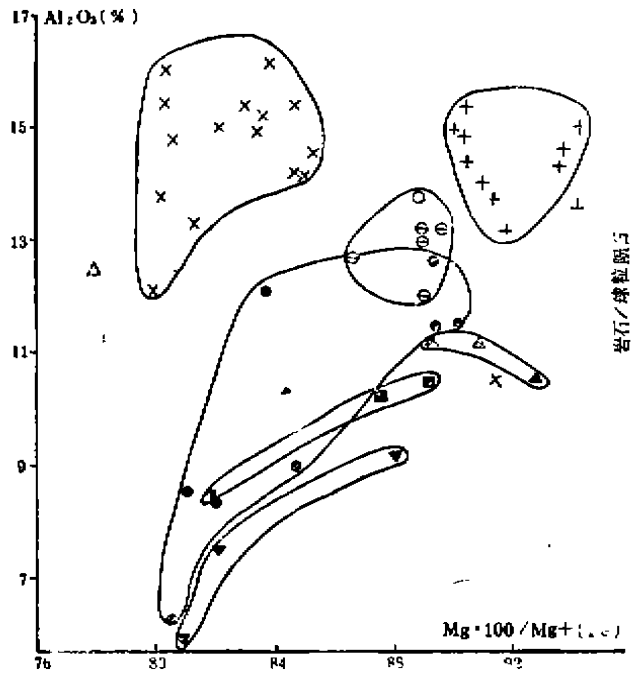


图 3 巴楚瓦区金云母在Al_2O_3－Mg·100/Mg+(Fe)图上位置及与其它资料的对比(图例同图1、2)

Fig. 3 Al_2O_3(wt%) versus Mg·100/Mg+(Fe) atomic ratio plot for phlogopites from Mount Wajir kimberlites in comparison with several phlogopites from other kimberlite and lamproite occurrences. Symbols as in Fig.1 and 2

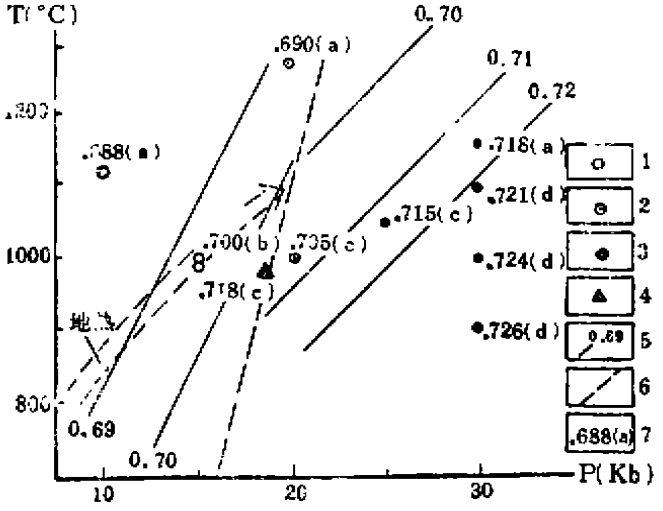


图 4 临界组合中人工合成金云母的X_{Si}^{tet}值(据Arai, 1984)

Fig. 4 X_{si}^{tet} of synthetic phlogopite within the critical assemblage. (After S. Arai, 1984)

1—橄榄石＋尖晶石组合的金云母；2—橄榄石＋斜方辉石＋石榴石＋尖晶石组合的金云母；3—斜方辉石＋石榴石组合的金云母；4—巴楚瓦区金云母；5—X_{si}^{tet}可能的等值线及其数值；6—尖晶石橄榄岩与石榴石橄榄岩稳定区大致界限；7—实验数据及来源(略)

Bao 含量亦低，除个别样品可达2%以上外，其余普遍在0.3—0.7%。这些特点说明，本区金云母是金伯利岩浆上升途中自身结晶作用产物，而不是来自上地幔团块的高 Ba 富 Cr 金云母捕晶。

7.本区金云母缺少F的分析资料，个别样品含F量低，表明其不同于钾镁煌斑岩母岩中的金云母。另外，本区金云母$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$高，平均为0.12，最高达0.15，这与国内外金伯利岩和钾镁煌斑岩中金云母有显著区别。

综上所述，本区金伯利岩中金云母总的特点是Mg/Mg+(Fe)低，高 Ti 及 Al，除个别样品外，四面体位置上没有Fe^{3+}介入，低Cr，$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$相当高，光性上多色性显著（尤其是斑晶的核部），应属 Smith[10] 的所划分的 I 型金云母。个别样品（如序号 3）可能属 II 型金云母。由于看不到斑晶内核的熔蚀情况，且核部与边部成分相差并不悬殊，我们趋向于本区金云母是火成成因的观点[9]。它们不具备地幔岩团块中金云母高 Ba 富 Cr 的特征，是金伯利岩浆上升途中自身结晶的产物。斑晶金云母在深度不超过 65 km，压力小于 20kb，温度接近1000℃的条件下开始结晶。岩浆演化晚期，随着氧逸度增大，温度压力急剧降低，乃晶出基质金云母。岩浆期后，有金云母细脉充填于岩石微裂隙中。

参 考 文 献

[1] 马大铨等，1983，贵州马坪云母金伯利岩及伴生偏碱性超基性岩的岩石特征，中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊，第7号，65—75页。

[2] 王懿圣等，1987，新疆巴楚瓦吉尔塔格"金伯利岩"岩石矿物特征及与某些相关地区对比，中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第15号，47—56页。

[3] 张儒瑗，1982，金伯利岩的矿物特征，岩石学研究（第一辑），158—168页，地质出版社。

[4] 贺灌之，1985，中国金伯利岩及其主要组分，岩石学研究（第五辑），13—27页，地质出版社。

[5] Akella, J.et al.1979, Mineralogical studies on the diamondiferous Kimberlite of the Wajrakharur area, southern India.In Boyd, F.R.and Meyer, H.O.A. eds.Kimberlites, Diatremes, and Diamonds. pp.172—177. A.G.U.Washington.

[6] Arai, S., 1984. Pressure-temperature dependent compositional variation of phlogopitic micas in upper mantle peridotites.Contrib.Minesal.Petrol., V.87, pp.260—264.

[7] Arina, M.et al., 1981,Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin.Contrib.Mineral.Petrol., V.77, pp.288—295.

[8] Arima, M.et al., 1986, Chemical and textural variations of mica in the Nickila Lake and Upper Canada Mine kimberlites, Ontario, Canada.In Smith, C.B.Comp.Ext.Abstr.4th Intern. Kimb.Conf., pp.15—17.Perth, Australia.

[9] Carswell, D.A., 1975, Primary and secondary phlogopites and olinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths.Phys.Chem.Earth, V. 9, pp.417—429.

[10] Dawson, J.B.et al., 1977, The MARID(mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlites, Geochim.Cosmochim.Acta, V.41, pp.309—323.

[11] Elthon, D.et al., 1979, The oxide and silicate mineral chemistry of a kimberlite from the Premier Mine, implications for the evolution of kimberlitic magmas.ibid [5] pp.206—216.

[12] Field, S.W.et al., 1988, Subcontinental lithospheric and asthenospheric metasomatism in the region of Jagersfontein, South Africa.ibid [8], pp.235—237.

[13] Jaques, A.L.et al., 1984, The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the West Kimberley Region, Western Australia, In Kornprobst, J. ed. Kimberlites I, Kimberlites and Related Rocks, pp.225—254. Elsevier, Amsterdam.

[14] Jaques,A.L..1986,F-rich micas in the West Kimberley lamproites; Contrasts with kimberlites and other micaceous alkaline ultramafic intrusions.ibid [8] .pp.45—47.

[15] Mitchell, R.H.1979, Mineralogy of the Tunraq kimberlite, Somerset Island, N. W. T. Canada. ibid. [5] pp.161—171.

[16] Robert, J.-L., 1976, Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions.Chem. Geol.,V. 17, pp.213—327.

[17] Scott Smith, B.H.et al.1984,Kimberlites near Orroroo,South Australia.ibid. [13] pp. 121—142.

[18] Scott Smith, B.H.et al.1984, Diamondiferous lamproite.Jour.Geol.V.92, pp.433—438.

[19] Smith, J.V.et al., 1978, Chemistry of micas from Kimberlites and xenoliths—I. Micaceous Kimberlites.Geochim.Cosmochim.Acta, V.42, pp.959—971.

[20] Tronnes, R.G.et al., 1985, A high pressure—high temperature study of TiO_2 solubility in Mg-rich phlogopite; implications to phlogopite chemistry. Geochim. Cosmochim. Acta, V.49, pp. 2323—2329.

A DISCUSSION ON COMPOSITIONAL FEATURES AND CRYSTALLIZATION CONDITION OF PHLOGOPITE FROM KIMBERLITE IN MOUNT WAJIR, BACHU COUNTY, XINJIANG, CHINA

Wang Yisheng and Su Li

Abstract

The phlogopites discussed in this paper are found from kimberlites located in Mount Wajir, Bachu County, Xinjiang, China. Statistical data in thin sections show that the amount of phlogopite is about 5—8 vol.% within the kimberlites, locally exceeding 10 vol.%. Phlogopite occurs in two generations, i.e. earlier phenocryst and later groundmass. In addition very rare phlogopites are present as micro-stringer filling the gap in some rocks. Phenocryst phlogopite is found in foliated to tabular crystals with a slight resorption. Some of the phenocrysts are bent and exhibit undulatory extinction. Phenocrysts are commonly light to medium yellow from rim to core with normal pleochroism. Groundmass phlogopite occurs as fine platy

form, being colorless or displaying slight pleochroism.

Microprobe analysis shows that phlogopites studied here are relatively Fe-rich and lower in Mg. Mg•100/Mg+(Fe) atomic ratio range for phenocryst phlogopites is wider (80.2—85.3) due to a longer crystallization period, and more narrow for groundmass (82.2—84.7) suggests a higher-speed crystallization. On the plot of Mg•100/Mg+(Fe) vs. (Si+Al$^{\text{IV}}$) all available analyses of the micas fall into phlogopite region and most of the samples are plotted in spinel peridotite field suggested by S. Arai. According to the melting temperature at 982℃ of magmatic inclusion determined by homogenization method and the X_{Si}^{tet} about 0.703—0.705 calculated by atomic fraction of Si in the tetrahedral sites, the phenocryst phlogopite was formed at a pressure less than 20kb on the diagram of X_{Si}^{tet} and P-T for synthetic phlogopite within the critical assemblage designed by S. Arai.

Phlogopite from Mount Wajir kimberlites is characterized by high contents of Al_2O_3 (10.53—16.14 wt%) and TiO_2 (1.43—3.47 wt%). On the Al_2O_3 vs. Mg•100/Mg+(Fe) and TiO_2 vs. Mg•100/Mg+(Fe) diagrams, it shows that phlogopites studied here are similar to those from Tunraq (Canada) and Orroroo (South Australia) as well as Jingshan and Zhenyuan (both in China), but differ significantly from those of Premier and De Beers (both in South Africa), Mengyin and Fuxian(both in China), and are distinguished from those from lamproite of the West Kimberley region (Western Australia).

In conclusion, on the basis of the achievements in phlogopite researches at present, the phlogopites studied here may have crystallized under higher temperature, high fo_2 and lower pressure condition.