

# 吉林伊通幔源包体的微量元素组成及其成因岩石学意义

## Trace Element Compositions of Mantle-Derived Xenoliths from Yitong, Jilin Province and their Petrogenetic Implications

徐义刚<sup>1</sup> M. A. Menzies<sup>2</sup> 林传勇<sup>3</sup> R. W. Hinton<sup>4</sup>  
Xu Yigang<sup>1</sup>, M. A. Menzies<sup>2</sup>, Lin Chuanyong<sup>3</sup> and R. W. Hinton<sup>4</sup>

(1. 中国科学院广州地球化学研究所 广州 510640; 2. 英国伦敦皇家霍洛威大学地质学系;  
3. 国家地震局地质研究所 北京 100029; 4. 英国爱丁堡大学地质地球物理系)

1. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Wushan Guangzhou, 510640;*  
2. *Department of Geology, Royal Holloway University of London, Egham, UK;*  
3. *Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing, 100037;*  
4. *Department of Geology and Geophysics, University of Edinburgh, Edinburgh, UK*

**摘要** 利用离子探针分析了吉林伊通幔源包体(二辉橄榄岩、辉石岩和易剥橄榄岩)中单斜辉石和富钾玻璃体的微量元素(Ti、Zr、Nb、Hf、Rb、Sr、Ba、Y)和稀土元素(REE)含量。结果表明:(1)二辉橄榄岩的单斜辉石存在三种稀土配分型式:轻稀土(LREE)亏损型、U型和LREE富集型。高场强元素(HFSE)相对相邻REE的亏损程度随LREE富集程度的增大而增大。分异熔融模型模拟计算表明,二辉橄榄岩为上地幔低程度(0~6%)部分熔融的残余,而LREE的富集与含挥发份富钾硅酸盐熔体的交代作用有关。“粗粒”和“糜棱”二辉橄榄岩的微量元素组成对比说明地幔交代富集事件发生在剪切变形之前。(2)辉石岩中单斜辉石具有与世界各地岩型辉石岩包体相似的稀土配分型式。HFSE亏损程度较低。因而代表了玄武质岩浆高压结晶的产物。辉石岩母岩浆类似于寄主玄武岩浆,而与富钾玻璃体无关。(3)易剥橄榄岩中单斜辉石富集LREE,稀土配分型式和HFSE亏损程度与富集LREE的二辉橄榄岩相比均十分相似。因此,微量元素数据支持了由岩石学研究获得的成因模式,即伊通易剥橄榄岩是交代流体与正常二辉橄榄岩相互反应的产物。交代流体(现为富K玻璃体)的形成与挥发份存在条件下上地幔(交代)橄榄岩的低程度、近熔点部分熔融有关。

• 1996-03-24收到,1996-12-25改回。

本文为中国科学院留学经费择优支持基金资助项目成果。

第一作者简介:徐义刚 男 29岁 副研究员 岩石地球化学专业

**Abstract** Ion microprobe technique has been used to determine the trace element (Ti, Zr, Y, Rb, Sr, Ba, Nb Hf) and rare earth element (REE) abundances in clinopyroxenes and K-rich silicate glasses in mantle-derived xenoliths (lherzolite, pyroxenite and wehrlite) from Yitong, Jilin province. (1) There are three kinds of chondrite-normalised REE patterns including LREE-depleted, U-shape and LREE-enriched patterns for the clinopyroxenes in lherzolite samples. The degree of depletion of high field strength elements (HFSE) relative to the neighbouring REE increases with the LREE enrichment. Trace element modelling suggests that the lherzolites have originated from < 6% fractional melting of the mantle protolith. The LREE enrichment is due to the local penetration of a K-rich silicate melt. Based on geochemical comparison between sheared and granular lherzolites, we conclude that the melt infiltration preceded deformation and therefore the presence of fluids is not the necessary condition for plastic deformation. (2) Geochemical similarity between Yitong pyroxenites and those from worldwide leads us to believe that they are the polybaric crystal segregates of alkaline magmas. The parental magmas of pyroxenites are similar to the host basalts but not related to the K-rich glasses found in wehrlite suite from the same locality. (3) The clinopyroxenes in wehrlites are enriched in LREE  $La_N = 44 \sim 88$ . They display the REE patterns and HFSE (relative to the adjacent REE) depletion degrees very similar to the clinopyroxenes in LREE-enriched lherzolites. This provides strong supportive constraints on the proposed petrogenetic model for the Yitong wehrlites, in which the wehrlites are believed to have formed as a result of interaction between the lherzolite and a metasomatic fluid. This metasomatic fluid, now represented by K-rich glasses, was likely the near-solidus partial melts of (metasomatised) fertile peridotites with the presence of volatiles, as inferred from the peculiar chemical composition of the Yitong glasses and the experimental results.

**主题词** 幔源包体 微量元素地球化学 岩石成因 吉林

**Key words:** Mantle xenoliths; Trace element geochemistry; Petrogenesis; Jilin Province

**分类号:** P588.146; P588.125

**Classific. code:** P588.146; P588.125

## 1 前言

吉林伊通中新世碧玄岩和碱性玄武岩含有丰富的橄榄岩包体,初步的岩石学和矿物学工作已揭示出该地区上地幔的种种不同寻常的特征:(1)本区二辉橄榄岩具有由碱性玄武岩捕虏的幔源包体中罕见的糜棱结构,暗示上地幔经历了强烈的剪切变形,并可能与郯庐断裂的活动有关(Xu et al., 1993);(2)这些糜棱二辉橄榄岩具有不均一的矿物化学组成,并且显示了与“粗粒”橄榄岩截然不同的热状态(Xu et al., 1993)。(3)该区另一主要岩类即易剥橄榄岩含有富钾玻璃体(体积百分比达5%~10%),记录了上地幔熔融事件和熔体迁移过程中因与围岩反应而导致的地球化学变异(Xu and Mercier, 1991; 林传勇等, 1994),因此,伊通橄榄岩包体为深入研究上地幔物质组成和深部地质过程提供了不可多得的机会。幔源橄榄岩包体的微量元素组成对部分熔融、分异结晶以及熔体-围岩反应等过程十分敏感,因此对岩石中的微量元素含量的了解将有利于地幔组成、岩浆起源、地幔交代作用以及交代流体在上地幔的迁移过程等一系列重要问题的阐明(McDonough and Frey, 1989)。为此,我们利用离

子探针分析了伊通包体中单斜辉石和富钾硅酸盐玻璃体的稀土、微量元素含量,目的在于提供不同类型岩石的成因约束,了解地幔剪切变形过程中化学组分的带入和带出,探讨剪切变形和地幔交代作用之间的关系,弄清伊通地区上地幔交代作用特征及富钾玻璃体的成因。

## 2 样品

Xu et al. (1993) 和林传勇等 (1994) 对伊通橄榄岩包体进行了详细的岩石学研究。这里仅作简要的描述。包体可分为三种类型:二辉橄榄岩,辉石岩和富含钾玻璃体的易剥橄榄岩。二辉橄榄岩包体按矿物颗粒大小可以分为两类。第一类是“粗粒”橄榄岩,矿物颗粒均大于1mm,结构类型包括 Mercier and Nicolas (1975) 描述的原生粗粒结构、残斑结构和等粒变晶结构。第二类是“糜棱”二辉橄榄岩,在数量上约占伊通二辉橄榄岩的20%。在结构上以颗粒细小(<0.1mm),且具有良好的变形纹理为特征。电子探针分析反映出这两类岩石在化学、热状态上的差异(Xu et al., 1993)。“粗粒”橄榄岩中斜方辉石成分均一,处于化学平衡状态,其平衡温度为900℃~1000℃。而“糜棱”二辉橄榄岩中斜方辉石显示了颗粒与颗粒之间、单颗粒矿物内部的成分不均一性。多数斜方辉石残斑中心有一成分平台,而在边缘有成分分带。详细的温度计算表明这些样品经历了从950℃到750℃的冷却过程。辉石岩具粗粒火成结构,与岩浆成因的堆积岩相似。易剥橄榄岩以颗粒细小和富含富钾、钠玻璃体为特征,具变形结构,因而有别于岩浆成因的堆积岩。易剥橄榄岩的矿物化学显示了较宽的成分范围(Fo为79~91),玻璃体富碱质组分(K<sub>2</sub>O为5.5%~9.1%; Na<sub>2</sub>O为5.2%~9.4%)、贫铁镁质组分(MgO为0.9%~4.4%; FeO为0.27%~1.18%),在富Fe和富Mg易剥橄榄岩中玻璃体成分基本相似。通过详细的岩石学研究, Xu and Mercier (1991) 认为它们是正常二辉橄榄岩与幔源交代流体相互作用的产物。

## 3 分析方法

8个二辉橄榄岩、2个辉石岩和5个易剥橄榄岩中单斜辉石(Cpx)和硅酸盐玻璃体的微量元素(Ti、Zr、Nb、Hf、Rb、Sr、Ba、Y)和稀土元素(REE)含量是在英国爱丁堡大学离子探针室的 Camecaims-4f 上获得的。采用10keV的一级一价负氧离子束轰击镀金矿物表面,产生的二次离子经能量过滤和二次加速后在质谱仪上测得其离子生成量(Ion Yields),再以国际标准样 NBS-610 作基准,采用 Hinton (1990) 推导的方法将离子生成量转化为元素在矿物中的含量。分析精度为: Sr、Zr, ±0~15%; 轻稀土(LREE), ±5%~10%; 重稀土(HREE), ±10%~15%。分析的精度和准确度还可通过分析二级标样(产于美国 Kilbourne Hole 的一单斜辉石巨晶)来检验。表1列出的数据说明离子探针分析基本上能重演其它方法(中子活化法)获得的REE丰度。富钾玻璃体中的较高的Ba含量使BaO严重干扰<sup>151</sup>Eu和<sup>153</sup>Eu。而一些主元素(Si, Al)和轻稀土形成的化合物也与<sup>167</sup>Er重叠。因此根据每次分析的BaO/Ba比值和轻稀土丰度校正了玻璃体中Eu和Er的含量。

表 1 二级标样 KH1(单斜辉石)稀土元素离子探针和中子活化分析结果( $\mu\text{g/g}$ )  
 Table 1 Comparison between REE analyses of secondary standards (KH1) by ion microprobe and INNA ( $\mu\text{g/g}$ )

元素	离子探针*	中子活化法	元素	离子探针*	中子活化法
La	1.23	1.24	Tb	0.40	0.39
Ce	5.00	5.27	Gd	2.76	—
Pr	0.92	—	Dy	3.03	—
Nd	5.63	5.57	Ho	0.56	0.40
Sm	1.75	1.83	Er	1.68	—
Eu	0.75	0.72	Yb	1.34	1.11

\* 为五个分析的平均值。

## 4 分析结果

离子探针分析数据列于表 2。现按岩石类型叙述如下。

### 4.1 二辉橄橄岩

二辉橄橄岩中 Cpx 的 REE、微量元素含量变化范围大。 $(\text{La}/\text{Yb})_N$  变化于 0.15~6.4,  $\text{Sr}/\text{Nd}$  值(约为 10)相对稳定,且在正常地幔变化范围之内( $15 \pm 5$ , McDonough and McColluch, 1987)。根据球粒陨石标准化的稀土配分型式可以分出三种类型(图 1a): (1) LREE 亏损型,主要见于未经严重亏损的“粗粒”橄橄岩中; (2) U 形稀土配分型式,主要见于“糜棱”橄橄岩,虽然其中稀土(MREE)和 HREE 的分布特点与 LREE 亏损型分布型式相似,但轻稀土(La~Nd)上扬而形成 U 形分布,类似的稀土配分型式已在世界各地的大洋和大陆橄橄岩研究中有过报道(Johnson et al., 1990; Sen et al., 1993),代表了色层柱交代过程中早期阶段的特征(Navon and Stolper, 1987; Bodinier et al., 1990); (3) LREE 富集型,从 La 到 Lu 稀土分布呈负斜率展布, Cpx 中 LREE 含量可达球粒陨石中 LREE 含量的 70 多倍。其中样品 3~17 中 HREE 和 MREE 分异强烈,基本上呈直线分布, LREE 则呈倒 U 形。这种配分型式被认为是原生橄橄岩同交代流体达到化学平衡后的典型特征(Hauri and Hart, 1994)。

高场强元素(HFSE)与稀土元素之间的分异可用  $\text{Ti}/\text{Ti}^*$  和  $\text{Zr}/\text{Zr}^*$  图解(图 2)来判别。 $\text{Ti}/\text{Ti}^*$  和  $\text{Zr}/\text{Zr}^*$  比值的计算方法据 Salters and Shimizu (1988), 即  $\text{Ti}^* = (\text{Eu} + \text{Gd})_N/2$  和  $\text{Zr}^* = (\text{Nd} + \text{Sm})_N/2$ 。 $\text{Ti}/\text{Ti}^*$  和  $\text{Zr}/\text{Zr}^*$  小于或大于 1 分别表示 HFSE 相对相邻 REE 亏损或富集。从图 2 可以清楚地看出,所有二辉橄橄岩中 Cpx 显示了 HFSE 相对相邻 REE 亏损的特征。其中富集 LREE 的单斜辉石中 HFSE 的亏损程度( $\text{Zr}/\text{Zr}^*$  为 0.04~0.2;  $\text{Ti}/\text{Ti}^*$  为 0.06~0.1)较亏损 LREE 的单斜辉石( $\text{Zr}/\text{Zr}^*$  为 0.36~0.50;  $\text{Ti}/\text{Ti}^*$  为 0.33~0.57)更为强烈(图 2), 而后者与深海橄橄岩相似(Johnson et al., 1990)。

表2 吉林伊通幔源包体中单斜辉石和富钾玻璃体的微量元素成分( $\mu\text{g/g}$ )  
Table 2 Trace element abundances ( $\mu\text{g/g}$ ) of clinopyroxenes and K-rich glasses in mantle-derived xenoliths from Yitong

样品	“粗粒”二辉橄辉岩				“糜棱”二辉橄辉岩				辉石岩	
	1-14	2-7	3-7	3-17	DX91-7	DX91-12	2-12	2-51	1-15	1-17
Ti	2698	1508	806	925	1817	2625	1887	1080	4219	4576
Sr	31.75	23.39	213.13	243.90	13.37	55.10	13.23	20.77	125.5	140.40
Y	13.24	14.10	11.83	18.81	14.2	14.35	14.23	10.12	8.93	12.98
Zr	16.64	12.61	6.70	44.04	6.91	20.70	9.50	8.26	32.50	53.53
Hf	0.62	0.94	0.52	0.51	0.32	0.70	0.59	0.43	1.16	1.28
Nb	0.39	—	0.53	1.49	0.08	0.04	0.12	0.11	0.90	0.29
La	1.64	0.44	15.58	10.93	0.42	2.78	1.27	0.87	5.04	4.61
Ce	3.46	1.48	40.45	33.96	0.97	5.11	1.82	2.00	12.69	12.60
Pr	0.59	0.30	5.05	5.28	0.17	0.87	0.26	0.29	1.59	1.88
Nd	3.43	2.32	21.18	26.71	1.44	5.18	2.02	1.94	8.88	9.14
Sm	1.53	1.12	3.44	6.57	0.97	1.70	0.99	0.87	2.77	2.70
Eu	0.58	0.57	1.12	2.12	0.45	0.75	0.49	0.38	0.92	1.00
Gd	2.23	2.14	3.05	6.49	1.86	2.55	1.93	1.53	3.33	3.56
Dy	2.91	2.84	2.76	4.93	2.73	3.28	2.92	2.10	3.47	3.07
Ho	0.65	0.68	0.53	0.84	0.59	0.68	0.61	0.46	0.64	0.57
Er	1.89	2.01	1.69	2.46	1.76	1.94	1.85	1.37	1.30	1.15
Yb	2.13	2.00	1.76	1.89	1.94	2.28	2.13	1.55	1.31	1.38

样品	Mg-易剥橄辉岩						Fe-易剥橄辉岩		
	3-26		3-34		MA91-4		3-15	3-40	
	Cpx	glass	Cpx	glass	Cpx	glass	Cpx	Cpx	glass
Ti	1175	2953	733.8	2430	1507	2781	1294	1988	7907
Rb	—	94.04	—	52.96	0.01	41.56	—	—	80.84
Sr	289.37	734.3	192.70	1319	216.2	1335	143	136.74	1777
Y	30.42	24.83	25.53	23.15	31.28	27.75	30.20	16.51	14.49
Zr	76.51	339.00	67.55	64.82	35.84	138.07	357.00	19.97	314.70
Hf	0.25	4.35	0.86	1.01	0.47	1.64	8.62	1.45	6.09
Nb	—	153.00	1.57	34.49	2.88	83.51	—	—	143.60
Ba	—	92.66	1.62	420.15	1.08	377.07	—	—	854.80
La	16.25	63.01	9.28	113.00	20.61	104.57	11.50	10.33	81.67
Ce	56.64	108.10	35.01	200.00	59.81	188.63	42.30	35.33	122.90
Pr	9.12	12.86	6.17	17.56	8.79	16.96	7.54	5.58	10.99
Nd	47.15	45.03	31.17	58.33	43.66	53.22	3.96	29.88	35.61
Sm	11.41	8.17	9.75	7.69	9.56	7.77	11.40	6.6	5.62
Eu	4.31	1.86	2.74	2.37	3.38	2.24	3.88	2.24	1.46
Gd	11.43	5.40	7.98	7.51	7.50	6.87	12.30	8.15	4.90
Dy	9.10	5.29	7.38	6.06	8.74	6.29	8.82	5.26	3.59
Ho	1.49	1.00	1.12	1.07	1.32	1.15	1.45	0.84	0.66
Er	4.15	2.92	2.81	2.66	3.46	3.53	4.22	2.19	1.88
Yb	2.55	2.05	2.85	2.16	3.22	2.97	2.98	2.35	1.03

表中数值为3~5个样品分析数据的平均值。

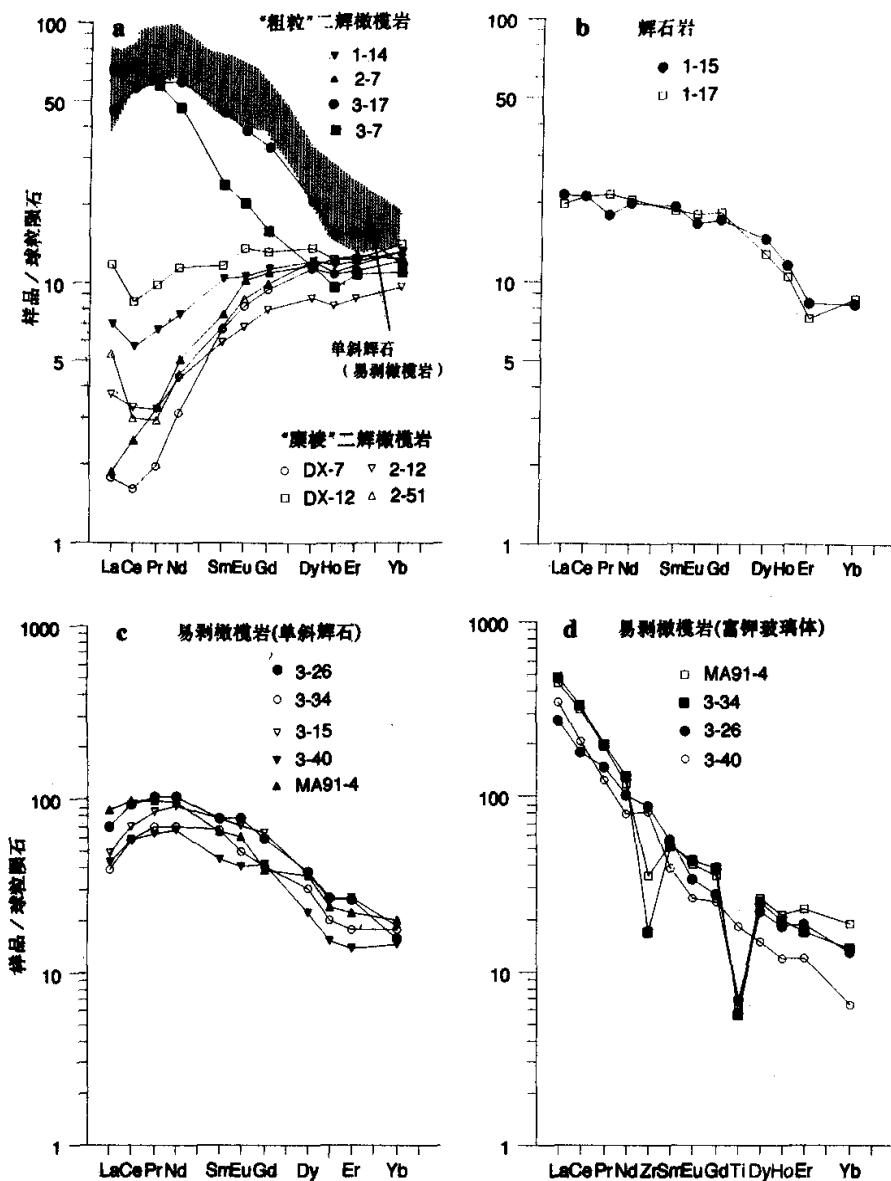


图 1 伊通橄辉岩包体中单斜辉石和玻璃体的稀土、微量元素 配分型式  
 (a)二辉橄辉岩; (b)辉石岩; (c)易剥橄辉岩中的单斜辉石; (d)易剥橄辉岩中的玻璃体;  
 球粒陨石值据 Anders and Grevesse (1989)

Fig. 1 The chondrite-normalized REE patterns of pyroxenes and glasses in Yitong peridotite xenoliths

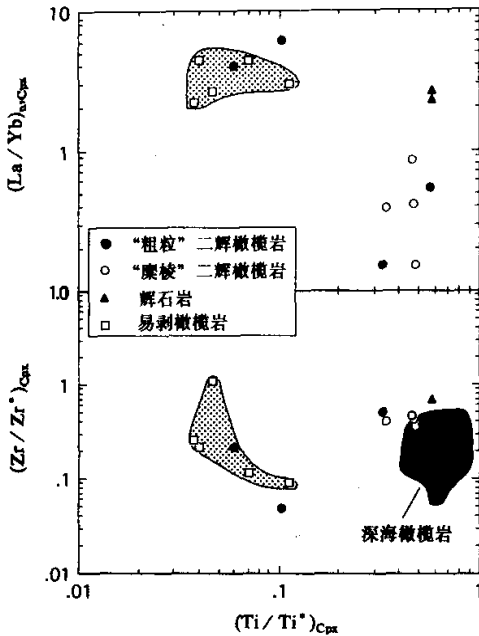


图2 伊通幔源包体中单斜辉石的  
Ti/Ti\*对 $(La/Yb)_N$ 图解和 $Zr/Zr^*$ 图解  
深海橄榄岩范围据 Johnson et al. (1990)

Fig. 2 Ti/Ti\* ratios in clinopyroxenes from  
Yitong xenoliths versus  $(La/Yb)_N$  and  $Zr/Zr^*$ .  
Field for abyssal peridotites is based on the  
data of Johnson et al. (1990)

析的玻璃体的微量元素配分型式均有 Ti 和 Hf 负异常。Zr 负异常见于样品 MA91-4 和 3-34，而未见于样品 3-26 和 3-40。

## 5 讨论

橄榄岩包体的微量元素含量为我们提供了有关大陆岩石圈地幔成分和演化的重要信息。因为各种地幔过程（如部分熔融、变质出熔和交代作用）会在橄榄岩，特别是在 Cpx 中留下不同的地球化学印记。例如，部分熔融会导致橄榄岩中玄武质组分和不相容元素的亏损，而地幔交代作用则会导致 LREE 等不相容元素的富集。至于 HFSE 相对于相邻 REE 是否亏损则取决于交代介质的性质（硅酸盐或碳酸盐熔体）(Green and Wallace, 1988)。基于这些认识，我们将对伊通地区不同类型岩石的成因进行剖析，并探讨相关的地幔过程。

### 4.2 辉石岩

两个辉石岩中的 Cpx 具有相似的稀土组成(图 1b)。LREE 到 MREE 的配分型式较为平坦，而 MREE 到 HREE 则呈负斜率分布。其 HFSE 的亏损程度( $Zr/Zr^* = 0.70$ ;  $Ti/Ti^* = 0.58$ )比二辉橄榄岩中 Cpx 小，而与世界其它地区的岩浆型 I 类辉石岩相似(Roden and Shimizu, 1993; Sen et al., 1993)。

### 4.3 易剥橄榄岩

易剥橄榄岩中 Cpx 的稀土组成以 LREE 富集为特征，但 LREE 呈倒 U 形，在 Pr 或 Nd 形成最高点(图 1c)。这一配分型式与二辉橄榄岩中 LREE 富集型十分相似。虽然也有点类似于上述辉石岩的特征，但稀土总量和 LREE 富集程度 $[(La)_N = 44 \sim 88]$ 明显高于后者。而且，除 3-15 样品外，其余样品的 HFSE 均相对相邻 REE 的亏损程度与富集 LREE 的二辉橄榄岩相似(图 2)。3-15 样品为富铁样品( $Fo = 78$ )，其稀土配分显示了强烈的 Ti 亏损，但无 Zr 异常。

易剥橄榄岩中富钾玻璃体具有与共存 Cpx 相似的 HREE 丰度，但其 LREE 含量( $La_N$  为 268~480; 图 1d)明显地高。所分

## 5.1 二辉橄榄岩

### 5.1.1 地幔亏损事件

部分“粗粒”橄榄岩中 Cpx 的 HREE 呈平坦分布, LREE 和 MREE 呈正斜率分布, 大部分“糜棱”橄榄岩中 Cpx 的 HREE 也显示了相似的配分特征。这说明伊通二辉橄榄岩代表了未亏损地幔经不同程度熔融后的残余。根据 Johnson et al. (1990) 的分异熔融模型, 可以得知伊通样品的部分熔融程度低, 为 0~6% (图 3a)。

### 5.1.2 地幔富集事件

部分“粗粒”二辉橄榄岩的 Cpx 中呈现的 LREE 富集型稀土配分型式以及“糜棱”橄榄岩中 LREE 呈 U 形分布均是地幔交代作用留下的印记。LREE 富集的“粗粒”橄榄岩中 Cpx 的 REE 含量高于辉石岩中 Cpx 的 REE 含量 (图 1)。但与本区含富钾玻璃体易剥橄榄岩中 Cpx 中 REE 含量相似。尽管有一样品相对富铁 ( $Fo=87.7$ ), 但辉石岩母岩浆并不是导致样品 3-17 和 3-7 中 LREE 富集的交代介质, 因为 Bodinier et al. (1990) 的研究发现, 尽管临近辉石岩脉的橄榄岩中可因色层柱、扩散交代机制而发育轻、重稀土之间的强烈分异, 但其绝对含量不可能超过辉石岩脉中的含量。此外, 辉石岩和 LREE 富集的“粗粒”橄榄岩中 Cpx 的 HFSE 亏损程度也不相同 (图 2), Cpx 中 Ti、Zr 和 Nb 相对相邻稀土元素的亏损是地幔橄榄岩中常见的现象 (Salter and Shimizu, 1988)。现有的研究表明, Cpx 中 HFSE 含量不仅取决于各种地幔过程, 而且还取决于温度和共存矿物相之间的元素再分配 (Rampone et al., 1991)。虽然 REE 主要存在于单斜辉石中 (Stosch et al., 1982), 但 HFSE 除在 Cpx 外还存在于斜方辉石和尖晶石中 (Rampone et al., 1991)。LREE 亏损的深海橄榄岩是未经亏损的上地幔物质经 5%~25% 部分熔融后的残余 (Johnson et al., 1990), 其中的 Cpx 只显示了中等程度的 HFSE 亏损 ( $Ti/Ti^*=0.4\sim0.9$ ), 伊通 LREE 亏损的样品具有相似的  $Ti/Ti^*$  比值, 因此, 斜方辉石、单斜辉石和尖晶石之间的固相再平衡过程可以解释 LREE 亏损样品中 HFSE 的亏损, 但是 LREE 富集的样品中 HFSE 亏损程度随 LREE 富集程度的增加而增加的事实 (图 2), 说明 HFSE 的亏损并不能完全由封闭体系中共存矿物相之间的元素再分配来解释。事实上, 它反映了导致不相容元素富集的交代流体的性质, 即交代介质基本上不携带 HFSE 组分。3-17 样品中 REE 的分布特征体现了交代流体和单斜辉石之间达到了化学平衡, 因此可以用稀土元素/熔体的分配系数 (Johnson et al., 1990) 来计算交代流体中 REE 的含量。计算结果表明, 假想交代流体中 LREE 极度富集, 且有强烈的 Zr-Ti 亏损 (图 3b), 这暗示交代介质不可能是寄主玄武岩, 因为后者通常没有 HFSE 的亏损, 且其不相容元素丰度相对较低。

虽然 C-H-O 流体具有 HFSE 亏损特征, 但其湿润二面角较大 (Watson et al., 1990), 且运移 REE 能力较低 (Meen et al., 1990), 所以不可能作为伊通橄榄岩的交代介质。目前为大多数学者所接受的同时具有 LREE 富集, HFSE 亏损特征的地幔交代介质主要有硅酸盐熔体 (岛弧型熔体和一些富钾熔体) 和碳酸盐熔体 (Greenand Wallace, 1988; Hauri et al., 1993; Roden and Shimizu, 1993)。由于 LREE 富集的 Cpx 与本区易剥橄榄岩中 Cpx 有相似的 REE 组成, 且有一样品相对较富 Fe, 所以我们倾向于认为交代介质相似于富钾硅酸盐熔体。



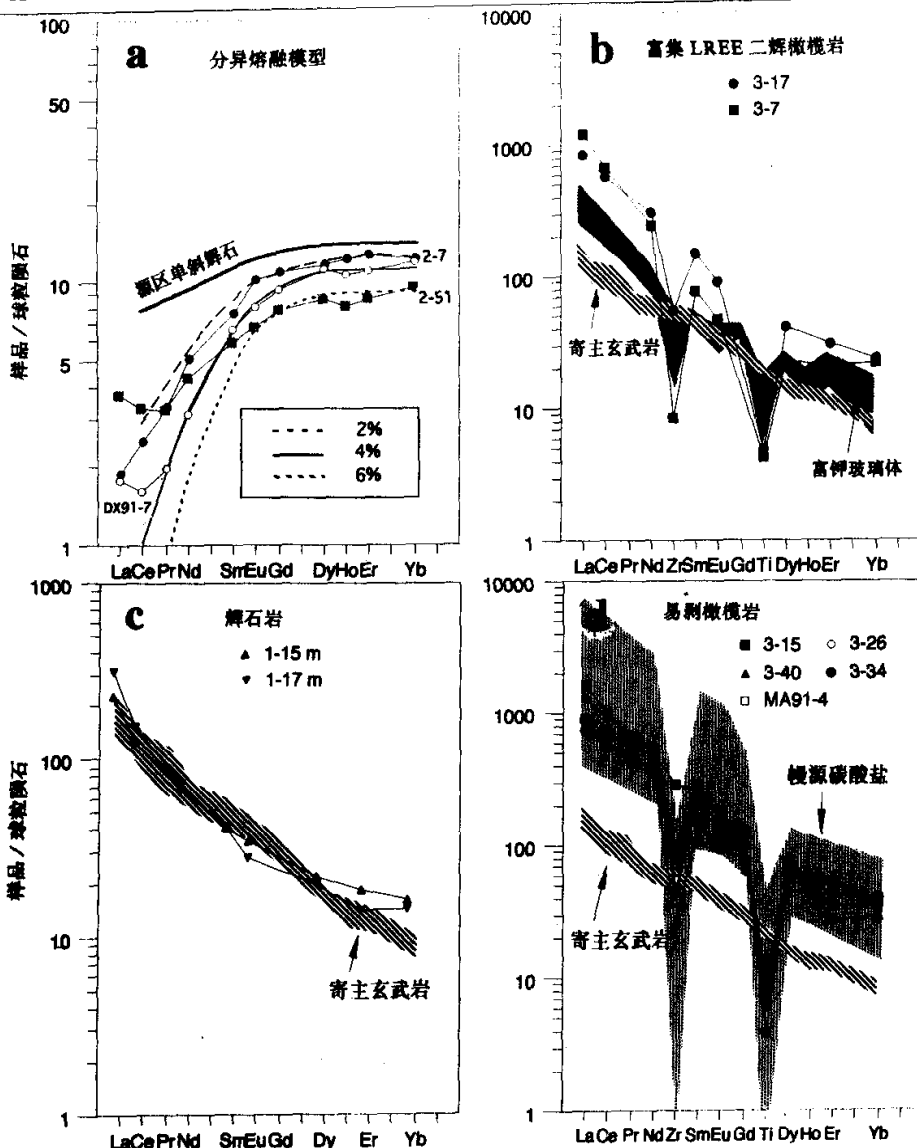


图 3 (a) 根据分异熔融模型 (Johnson et al., 1990) 计算的残留单斜辉石成分与样品 2-7、2-51 和 DX91-7 实测成分值的比较; (b) 与二辉橄榄岩中富集 LREE 的单斜辉石、辉石岩; (c) 和易剥橄榄岩中单斜辉石; (d) 平衡的假想熔体的微量元素成分

球粒陨石值据 Anders and Grevesse (1989); 寄主玄武岩和幔源碳酸盐成分分别引自樊祺诚和刘若新 (1992) 和 Nelson et al. (1988)

Fig. 3 (a) Model melting residues compared with the REE patterns observed in 2-7, 2-51 and DX91-7 samples. Fractional melting model follows that of Johnson et al. (1990). Hypothetical melts in equilibrium with LREE-enriched clinopyroxenes in lherzolites (b), pyroxenites (c) and wehrlites (d).

从某种程度上讲,“糜棱”橄榄岩不强烈富集 LREE,让人感到意外,因为实验结果和理论计算模式都预测地幔剪切带通常是交代流体迁移的通道 (Bussod and Christie, 1991; Vasseur et al., 1991)。不过,这些样品中 Cpx 显示的 U 形 REE 分布,的确反映了色层柱交代作用的特征 (Bodinier et al., 1990)。不相容元素在地幔介质中的迁移速率与元素在固/液配分系数的大小成反比,因此轻稀土较重稀土迁移快,所以在交代作用的早期阶段,可以出现这样的现象,即 LREE 富集但 MREE 和 HREE 仍强烈亏损的 REE 配分图象。

### 5.1.3 地幔交代作用和地幔韧性剪切变形之间的关系

地幔韧性剪切作用和地幔交代作用是当今地幔地质界两个热门课题。野外实地考察,实验研究和理论计算均表明两者关系密切 (Bussod and Christie, 1991; Downes, 1990; Vasseur et al., 1991)。一方面,地幔的高温变形为交代流体在上地幔的流动迁移提供了通道,另一方面,交代流体的存在可以加强变形和重结晶作用。但是两者之间“鸡与蛋”的关系却一直未能澄清。鉴于伊通“粗粒”橄榄岩富 LREE 以及样品 1-14 具有与“糜棱”橄榄岩相似的稀土配分型式 (富 La 或 Ce),而“糜棱”橄榄岩是“粗粒”橄榄岩高温塑性变形的产物 (Xu et al., 1993),我们认为交体流体的渗入发生在剪切变形之前。从这个意义上说,流体的存在并不是剪切变形的先决条件。但矿物化学和氧同位素数据说明上述事件均为年轻事件,仅发生在寄主玄武岩喷发之前 (Xu et al., 1993; 徐义刚等, 1996)。

### 5.1.4 与金伯利岩中粗粒和剪切橄榄岩的比较

糜棱结构常见于采自金伯利岩的橄榄岩包体,但在采于碱性玄武岩的橄榄岩包体中却十分罕见。金伯利岩中的粗粒橄榄岩的平衡温度较低 (900°C~1000°C)、LREE/HREE 比值较高,而剪切橄榄岩的平衡温度较高 (>1200°C),且较粗粒橄榄岩富 Fe 和 Ti,具似球粒陨石稀土配分型式 (Shimizu, 1975; Boyd, 1987)。伊通碱性玄武岩中的“糜棱”和“粗粒”橄榄岩显示了与金伯利岩的橄榄岩包体相反的结构-平衡温度关系。从稀土配分型式来看,两者之间的区别也不如金伯利岩中两类包体的差异明显。这反映了稳定克拉通地区和活动断裂带上地幔性质的差异。有关金伯利岩中两类橄榄岩包体的成因关系至今仍是人们争论的焦点。相对而言,伊通“糜棱”和“粗粒”二辉橄榄岩的成因较为清楚。两者均是上地幔部分熔融的残余,后期又受到多期、不同程度的交代富集。而糜棱岩化作用则与郯庐深大断裂的活动有关 (Xu et al., 1993)。

## 5.2 辉石岩的成因

同世界各地 I 类包体的 REE 组成相比 (McDonough and Frey, 1989),伊通辉石岩中 Cpx 具有与岩浆型辉石岩相似的稀土配分型式。考虑到这些样品还缺少强烈的 HFSE 亏损,我们认为伊通辉石岩为玄武质岩浆高压结晶的产物 (Roden and Shimizu, 1993; Sen et al., 1993)。根据稀土元素/熔体的分配系数 (Johnson et al., 1990) 和辉石岩中 Cpx 的 REE 组成计算的平衡熔体的 REE 配分型式与本区玄武岩相似 (图 3c),而明显不同于富钾玻璃体。这暗示辉石岩母岩浆类似于玄武质岩浆,辉石岩的形成与富钾玻璃体无关。

### 5.3 易剥橄榄岩和富钾玻璃体

易剥橄榄岩通常被认为是玄武质岩浆高压分异结晶的产物 (Irving, 1980),因此,对伊通

易剥橄榄岩成因的一个直观解释是这些样品代表了玄武质岩浆的结晶物,而富钾玻璃体则是这一岩浆经强烈的分异结晶后的残余熔体。但这一成因模式无法解释这样一个事实,即富Fe和富Mg易剥橄榄岩中的玻璃体具有相似的化学组成(Xu and Mercier, 1991),因为伊通易剥橄榄岩的矿物化学显示了较宽的成分范围(Fo为79~91),所以,按照这一成因模式,残余熔体中氧化物组分之间应该有一定的相关性,但这并没有在伊通玻璃体中观察到。另外,这一成因模式也无法解释玻璃体中异常高的碱质组分( $K_2O$ 为5.5%~9.1%;  $Na_2O$ 为5.2%~9.4%)和异常低的铁镁质组分( $MgO$ 为0.9%~4.4%;  $FeO$ 为0.27%~1.18%),伊通易剥橄榄岩包体中有80%以上的样品富镁(Fo=89~91)。这连同样品中存在的高温塑性变形结构暗示这些样品特殊的岩石学成因。详细的岩石学研究表明伊通易剥橄榄岩是交代流体(现为玻璃体)与正常二辉橄榄岩相互反应的产物(Xu and Mercier, 1991),一系列的矿物置换(斜方辉石+交代流体 $\rightarrow$ 单斜辉石+橄榄石;尖晶石+交代流体 $\rightarrow$ 单斜辉石+橄榄石 $\pm$ 长石)使二辉橄榄岩中斜方辉石和尖晶石含量逐渐减少,而单斜辉石和橄榄石含量逐渐增加,最终形成易剥橄榄岩。强烈的结晶分异(单斜辉石和橄榄石)导致残余熔体中FeO和MgO含量急剧下降,因而不可能造成被交代二辉橄榄岩中强烈的Fe/Mg分异。伊通易剥橄榄岩中Cpx富集不相容元素(图1c),与之相平衡的假想熔体明显不同于寄主玄武岩(图3d)。与I类易剥橄榄岩相比,这些单斜辉石中HFSE的亏损程度大大增强,而与本区富集LREE的二辉橄榄岩相似(图2)。因此,微量元素数据为上述成因解释提供了强有力的佐证。富Fe易剥橄榄岩中微量元素含量高而明显不同于岩浆成因辉石岩,因而我们倾向认为这些富Fe样品可能是富Fe二辉橄榄岩与交代流体反应的结果。二辉橄榄岩中铁的富化现象在世界许多地区的橄榄岩中十分普遍(Irving, 1980; Kempton, 1987),在伊通也有报道(Xu et al., 1993)。

伊通玻璃体与寄主玄武岩在REE配分型式上的差异证明它们不是渗滤到岩石中的寄主玄武岩浆。玻璃体中碱质组分(K、Na)异常高,这使林传勇等(1994)认为它们来源于地幔深部流体。图3d显示的假想熔体的微量元素组成类似于幔源碳酸盐(Nelson et al. 1986), Yaxley et al. (1991)在研究澳大利亚维多利亚(Victoria)经碳酸盐交代的尖晶石橄榄岩时发现斜方辉石反应边中次生单斜辉石中 $Na_2O$ 含量很高,并见有磷灰石。但伊通玻璃体中 $P_2O_5$ 含量低,而且交代成因单斜辉石中 $Na_2O$ 含量也很低,这使我们推测交代流体不是幔源碳酸盐熔体。虽然最近的实验表明,未亏损二辉橄榄岩在干条件下经低程度( $F < 2\%$ )近熔点熔融可以产生高Si、高碱质(Na)含量的熔体(Baker et al., 1995),但伊通玻璃体中高K和高LREE组分使我们更相信它们代表了有挥发份存在条件下上地幔(交代)橄榄岩的熔融产物(Schneider and Eggler, 1986)。许多电子探针分析给出的玻璃体化学总量低于100%(林传勇等, 1994)暗示伊通玻璃体中某些挥发组分的存在。

如上所述,这一交代熔体经历了复杂的演化历史(分异结晶,与二辉橄榄岩反应),而且玻璃体中的一些气泡构造也提醒我们某些挥发份可能在上地幔经不混溶过程或在寄主岩浆上升喷发过程中因减压而丢失了。这些因素可以解释为什么与易剥橄榄岩中单斜辉石相平衡的假想熔体的微量元素含量高于玻璃体中的含量。但由于对上述过程缺乏定量制约,对挥发份丢失过程中微量元素的地球化学行为也不得而知,因此,根据现有玻璃体难于恢复原生交代流体的化学性质。

## 6 结论

通过对伊通幔源包体的微量元素地球化学研究,并结合已有的岩石学工作,我们获得以下几点认识。

(1) 伊通二辉橄榄岩为上地幔低程度(0~6%)部分熔融的残余,之后该区局部地幔又遭受到含挥发份富钾硅酸盐熔体的交代而富集LREE。“粗粒”和“糜棱”橄榄岩的微量元素组成对比暗示地幔交代富集事件发生在剪切变形之前,所以,流体的存在并不是剪切变形的先决条件。

(2) 辉石岩为玄武质岩浆高压结晶的产物。辉石岩母岩浆类似于寄主玄武岩浆,而与富钾玻璃体无关。

(3) 微量元素数据支持了根据岩石学研究得出的易剥橄榄岩成因模式,即伊通易剥橄榄岩是交代流体与正常二辉橄榄岩相互反应的产物。交代流体(现为富K玻璃体)的形成与挥发份存在条件下上地幔(交代)橄榄岩的低程度、近熔点部分熔融有关。

## 参 考 文 献

- 樊祺诚, 刘若新. 1992. 中国东部新生代玄武岩的稀土地球化学. 见: 刘若新主编, 中国新生代火山岩年代学和地球化学. 北京: 地震出版社. 339~365
- 林传勇, 徐义刚, Mercier J C 等. 1994. 幔源包体中富K, Na玻璃体; 上地幔流体证据. 科学通报, 39 (9): 820~823
- 徐义刚, Menzies M A, Matthey D P, 林传勇. 1996. 吉林伊通幔源包体的氧同位素组成. 矿物岩石地球化学通报, 15 (3): 145~149
- Anders E and Grevesse N. 1989. Abundances of the elements; meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 197~214
- Baker M B, Hirschmann M M, Ghiso M S and Stolper E M. 1995. Composition of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. *Nature*, 375: 308~311
- Bodinier J L, Vasseur G, Vernieres J, et al. 1990. Mechanisms of mantle metasomatism; geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *J. Petrol.*, 31: 597~628
- Boyd F R. 1987. High- and low-temperature garnet peridotite xenoliths and their possible relation to the lithosphere-asthenosphere boundary beneath southern Africa. in: Nixon P. H. (ed.) *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons Ltd., 403~412
- Bussod G Y, Christie J M. 1991. Textural development and melt topology in spinel lherzolite experimentally deformed at hypersolidus conditions. in: Menzies M. A., Dupuy C. & Nicolas A. (ed.) *Orogenic Lherzites and Mantle processes*. *J. Petrol.*, 17~39
- Downes H. 1990. Shear zones in the upper mantle-relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites. *Geology*, 18: 374~377
- Green D H, Wallace M E. 1988. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature*, 336: 459~462
- Hauri E H, Hart S R. 1994. Constraints on the melt migration from mantle plumes; a trace element study of peridotite xenoliths from Savai'i, Western Samoa. *J. Geophys. Res.*, 99: 24301~24322
- Hauri E H, Shimizu N, Dieu J J, et al. 1993. Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the Oceanic upper mantle. *Nature*, 365: 221~227



- Hinton R W. 1990. Ion microprobe trace-element analysis of silicates; measurement of multi-element glasses. *Chem. Geol.*, 83, 11~25
- Irving A J. 1980. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *Am. J. Sci.*, 280A, 389~426
- Johnson K T M, Dick H J B, Shimizu N. 1990. Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.*, 95, 2661~2678
- Kempton P D. 1987. Mineralogic and geochemical evidence for differing styles of metasomatism in spinel lherzolite xenoliths; enriched mantle source regions of basalts. in: Menzies M. A. & Hawkesworth C. J. (ed.) *Mantle Metasomatism*. Academic press, 45~89
- McDonough W F, Frey F A. 1989. Rare earth elements in upper mantle rocks. in: Lipin B. & McKay G. (ed.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. *Rev. Mineral.*, 99~145
- McDonough W F, McCulloch M T. 1987. The southeast Australian lithospheric mantle; isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 327~340
- Meen J K, Ayers A C, Fregeau E J. 1989. A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts; trace-element and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatite and other continental igneous rocks. in: Bell K. (ed.) *Carbonatites; genesis and evolution*. London: Unwyn Hyman, 464~499
- Mercier J C, Nicolas A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.*, 16, 454~487
- Navon O, Stolper E. 1987. Geochemical consequence of melt percolation; the upper mantle as a chromatographic column. *J. Geol.*, 95, 285~307
- Nelson D R, Chivas A R, Chappell B W, et al. 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1~17
- Rampone E, Botazzi P, Ottolini L. 1991. Complementary Ti and Zr anomalies in orthopyroxene and clinopyroxene from mantle peridotites. *Nature*, 354, 518~520
- Roden M F, Shimizu N. 1993. Ion microprobe analyses bearing on the composition of the upper mantle beneath the Basin and Range and Colorado Plateau Provinces. *J. Geophys. Res.*, 98, 14091~14108
- Salters V J M, Shimizu N. 1988. World-wide occurrence of HFSE-depleted mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2177~2182
- Schneider M E, Eggler D H. 1986. Fluids in equilibrium with peridotite minerals; implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 711~724
- Sen G, Frey F A, Shimizu N, et al. 1993. Evolution of the lithosphere beneath Oahu, Hawaii; rare earth element abundances in mantle xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119, 53~69
- Stosch H G. 1982. Rare earth element partitioning between minerals from anhydrous spinel peridotite xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 793~811
- Vasseur G, Verniers J, Bodinier J-L. 1991. Modelling of trace element transfer between mantle melt and heterogranular peridotite matrix. *J. Petrol., Spec. Lherzolites Issue*, 41~54
- Watson E B, Brenan J M, Baker D B. 1990. Distribution of fluids in the continental mantle. in: Menzies M. A. (ed.) *Continental mantle*. Oxford Science Publication, 111~125
- Xu Y G and Mercier J C. 1991. Interaction between the upper mantle and penetrating melts; formation of wehrlite suite from Yitong, North China. *TERRA abstracts*, 3, 429
- Xu Y G, Ross J V and Mercier J C. 1993. The upper mantle beneath the continental rift of Tanlu, Eastern China; evidence for the intralithospheric shear zones. *Tectonophysics*, 225, 337~360
- Yaxley G M, Crawford A J, Green D H. 1991. Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 305~317