

吉林辉南“反应”成因方辉橄榄岩包体及其深部动力学意义*

徐义刚¹ 黄小龙¹ M F THIRLWALL² 陈小明³

XU YiGang¹, HUANG XiaoLong¹, M F THIRLWALL² and CHEN XiaoMing³

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

3. 南京大学地球科学系, 南京 210093

1. Guangzhou Institute of Geochemistry - Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Department of Geology, Royal Holloway University of London, Egham Surrey, TW20 OEX, UK

3. Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2001-12-10 收稿, 2002-03-18 改回.

Xu YG, Huang XL, Thirlwall MF and Chen XM. 2003. "Reactive" harzburgite xenoliths from Huinan, Jilin province and their implications for deep dynamic processes. *Acta Petrologica Sinica*, 19(1):19-26

Abstract The harzburgites from Huinan are not residues of partial melting of large degree in the mantle, because they have anomalously high HREE abundance and peculiar secondarily recrystallized texture, when compared to the normal residual harzburgites. Instead, they likely resulted from melt-mantle reaction through clinopyroxene dissolution and olivine precipitation. The convex-upward REE pattern suggests that these samples were in equilibrium with melts with basaltic composition at high melt/rock ratio. The presence of melts/fluids enhanced the grain growth in peridotites, giving rise to the formation of secondarily recrystallized texture, typical of the Huinan harzburgites. The formation of the Huinan harzburgites was probably related to thermo-chemical erosion of the lithosphere mantle by upwelling asthenosphere. These "reactive" harzburgites were further affected by metasomatism involving carbonate or volatile-rich small volume silicate melts.

Key words Harzburgite, Secondarily recrystallised texture, Melt-rock reaction, Upper mantle, Huinan, Jilin

摘要 同正常的残余方辉橄榄岩相比,辉南方辉橄榄岩具有异常高的 HREE 组成和特殊的二次重结晶结构,因此,它们不是上地幔经大程度部分熔融后的残余,而是熔体-岩石反应的结果。倒 U 型 REE 分配模式暗示这些样品经历了与玄武质熔体相互作用的历史,并达到了平衡。大量熔(流)体的存在有利于地幔岩石矿物颗粒的增长,从而形成特征的二次重结晶结构。这种“反应”型方辉橄榄岩的形成可能与上涌软流圈对岩石圈地幔的热-化学侵蚀有关。“反应型”方辉橄榄岩形成之后,又受到了类似于碳酸岩或富挥发份小体积熔体的交代。因此辉南地区上地幔经历了多期地幔交代作用。

关键词 方辉橄榄岩;二次重结晶结构;熔体-岩石相互作用;上地幔;吉林辉南

中图法分类号 P588.125

1 引言

方辉橄榄岩是仅次于二辉橄榄岩的上地幔重要岩类。传统的观点认为方辉橄榄岩是二辉橄榄岩经大程度的岩浆提取后的残留物质(Frey and Green, 1974),但 Kelemen *et al.* (1992)认为相当部分的方辉橄榄岩有“过剩”斜方辉石,

因而是玄武质岩浆在上升过程中同二辉橄榄岩反应的结果。我们在研究法国中央高原 Boree 的方辉橄榄岩包体时也得到了相似的结论(Xu *et al.*, 1998a)。不管是何种成因,方辉橄榄岩通常比二辉橄榄岩更富集不相容元素(McDonough and Frey, 1989),并有更高的放射性成因的同位素组成(Downes *et al.*, 1992; Xu *et al.*, 1998b),因此方辉橄榄岩

* 国家自然科学基金(编号: 49925308, 49703042)项目和国家科技部攀登项目(95 预选-39)资助成果。

第一作者简介: 徐义刚, 男, 1966 年生, 博士, 研究员, 岩石地球化学专业, E-mail: yigangxu@gig.ac.cn

是研究上地幔部分熔融和地幔交代作用的理想样品。

中国东部新生代玄武岩中方辉橄榄岩包体占有相当的比例(鄂莫岚和赵大升, 1987), 但系统的岩石地球化学研究尚不多见, 对地幔交代组分的来源和交代机制的认识尚有很大的不确定性, 这在一定程度上影响到对地幔成分和结构认识的合理性。本文通过对吉林辉南橄榄岩包体的岩石地球化学研究, 并结合与文献资料的对比, 认为辉南方辉橄榄岩是上地幔熔体-岩石相互作用的产物, 记录了岩石圈减薄过程中岩石圈在岩石学, 流变学和地球化学性质上的变化。微量元素和 Sr-Nd 同位素资料还揭示辉南上地幔经历了多期地幔交代作用。

2 样品和分析方法

样品采自吉林辉南的三角龙湾(SJXC), 大龙湾(DLW) 和大椅山(DYS)。辉南新生代玄武岩属龙岗火山群。K-Ar 定年表明其喷发年龄小于 0.6 Ma(Fan *et al.*, 2000)。玄武岩中含有大量新鲜的深源包体, 包体直径最大可达 50 cm。辉南包体主要为尖晶石二辉橄榄岩和方辉橄榄岩。其矿物含量的变化范围为橄榄石(Ol, 48.3%~81.6%), 斜方辉石(Opx, 12.5%~39.7%), 单斜辉石(Cpx, 2.0%~14%) 和尖晶石(Sp, 1.0%~3.8%)(表 1)。辉南二辉橄榄岩通常具粗粒和残斑结构, 矿物颗粒大小为 1~4mm, 与世界各地玄武岩中的橄榄岩包体相似(Mercier and Nicolas, 1975)。方辉橄榄岩则显示了特殊的结构, 橄榄石颗粒大小为 4~8mm, 尖晶石常呈小颗粒散布在硅酸岩矿物边界中(图 1)。

这种结构与法国中央高原 Boree 方辉橄榄岩的结构(Xu *et al.*, 1998a)十分相似, Mercier and Nicolas (1975)称之为二次重结晶结构。

矿物主量元素成分是在南京大学地球科学系用电子探针测得。单斜辉石的微量元素组成(Ti, Zr, Nb, Sr, U, Th, Y)和稀土元素(REE)含量, 是在广州地化所用 PE Erland 6000 等离子质谱分析获得的。有关单矿物的挑选, 溶液样的制备和分析步骤见徐义刚(2000)。分析数据的质量通过对国际标样和实验室内部标样(RO-A1)的监控而得到保证。REE 的分析精度在 5%~10%之间。Sr-Nd 同位素组成是在英国伦敦大学 Royal Holloway 学院地质系获得, 分析方法见 Thirlwall (1991)。分析结果列于表 1。

3 分析结果

3.1 矿物化学

图 2 展示了辉南橄榄岩包体的矿物化学的一些特征。虽然大多数方辉橄榄岩位于高 Mg^{*}_{Ol} 一端, 但贫 Cpx 的二辉橄榄岩具有最大的 Mg^{*}_{Ol} 比值(图 2a)。辉南橄榄岩中尖晶石的 Mg^{*} 和 Cr^{*} 基本呈负相关关系(图 2b), 方辉橄榄岩的 Cr^{*}_{Sp} 比值通常比二辉橄榄岩高。所有方辉橄榄岩和部分二辉橄榄岩因 Cpx 中相对较高的 Na_2O 含量而偏离地幔部分熔融趋势线(图 2c)。同样, 大多数方辉橄榄岩尖晶石中的 TiO_2 含量较高(图 2d)。

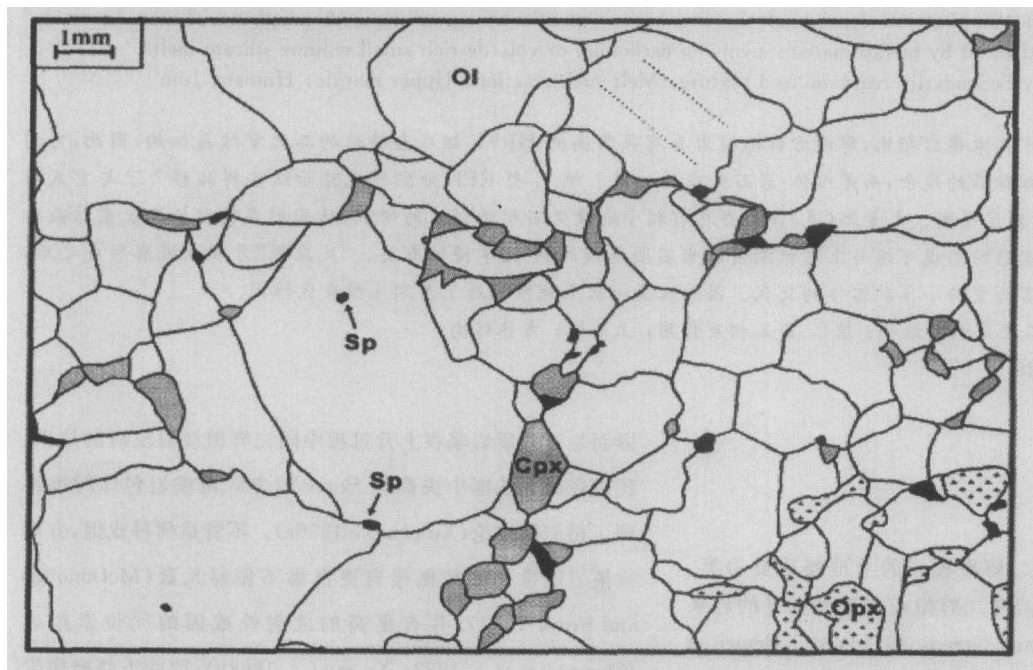


图 1 辉南方辉橄榄岩的二次重结晶结构素描图

Fig. 1 Line-drawing showing the secondarily recrystallized texture in the Huinan harzburgites

表 1 辉南橄辉岩包体的矿物组成, 单斜辉石微量元素 ($\mu\text{g/g}$) 和 Sr-Nd 同位素组成
Table 1 Model composition, trace element abundance ($\mu\text{g/g}$) and Sr-Nd isotopes of clinopyroxenes from the Huinan peridotite xenoliths

	二辉橄辉岩												方辉橄辉岩						
	SIXO-1	SIXO-4	SIXO-8	DYS-12	DLW-9	DYS-1	DYS-2	DYS-3	DYS-7	DYS-8	DLW-3	DLW-4	DLW-5	DLW-7					
OI	56.2	61.3	52.7	48.3	57.2	62.5	68.8	69.0	75.3	81.6	66.7	66.2	73.9	65.5					
Opx	27.5	22.4	39.7	37.0	32.1	30.0	25.2	25.2	21.1	12.5	26.5	28.7	20.2	28.8					
Cpx	13.3	14.0	6.5	12.1	9.4	4.1	3.3	2.0	2.7	3.1	3.4	2.5	3.4	2.9					
Sp	3.0	2.3	1.1	2.6	1.2	3.4	2.7	3.8	1.0	2.8	3.4	2.6	2.5	2.9					
Mg [#] OI	0.894	0.896	0.901	0.911	0.902	0.907	0.911	0.915	0.915	0.907	0.906	0.906	0.914	0.909					
Mg [#] Opx	0.897	0.900	0.914	0.908	0.907	0.918	0.920	0.922	0.922	0.918	0.906	0.916	0.917	0.914					
Mg [#] Sp	0.761	0.773	0.746	0.780	0.778	0.698	0.709	0.704	0.712	0.696	0.710	0.750	0.745	0.749					
Cr [#] Sp	0.105	0.105	0.196	0.112	0.109	0.375	0.353	0.401	0.387	0.419	0.310	0.294	0.343	0.250					
Ti	2953	2567	470	2584	2742	5091	2698	2536	2637	2077	6619	4295	4057	2088					
Cr	6577	6541	8263	6115	7536	13050	15223	10766	10784	14486	19411	10348	12150	9523					
Sr	44.1	22.17	63.05	30.46	58.01	104.99	59.77	49.88	59.68	387.85	105.26	35.17	58.26	46.84					
Y	22.95	19.64	5.2	21.82	20.27	22.18	22.47	15.27	15.8	16.45	20.49	10.89	14.9	9.91					
Zr	17.73	13.08	23.53	17.82	34.05	80.05	48.95	56.11	57.06	125.05	42.7	27.35	30.39	18.06					
Nb	0.33	0.29	2.57	0.1	0.12	0.12	0.15	0.13	0.3	0.61	1.56	0.25	0.1	0.22					
Th	0.12	0.02	0.66	0.01	0.24	0.39	0.32	0.15	0.18	0.43	2.61	1.92	1.01	0.06					
U	0.05	0.02	0.13	0.01	0.08	0.09	0.08	0.05	0.06	0.06	0.57	0.46	0.31	0.04					
La	1.5	0.36	6.86	0.23	0.89	3.83	0.49	0.91	2.45	12.9	7.07	3.77	0.98	0.82					
Ce	4.72	1.32	13.6	1.5	3.13	9.08	2.35	3.21	6.62	28.22	12.76	6.09	2.74	3.1					
Pr	0.83	0.3	1.43	0.43	0.66	1.39	0.57	0.69	1.09	3.52	1.51	0.75	0.55	0.59					
Nd	4.49	2.22	4.76	3.04	4.06	7.24	4.59	4.86	6.19	13.53	6.85	3.63	3.68	3.28					
Sm	1.79	1.25	0.82	1.58	1.7	2.79	2.58	2.25	2.46	3.24	2.21	1.35	1.7	1.18					
Eu	0.69	0.51	0.27	0.63	0.63	1.01	1.01	0.85	0.89	1.07	0.8	0.48	0.64	0.42					
Gd	2.58	1.99	0.9	2.23	2.17	3.28	3.48	2.91	2.9	3.23	2.65	1.58	2.05	1.37					
Tb	0.49	0.41	0.14	0.48	0.45	0.62	0.63	0.47	0.49	0.52	0.51	0.3	0.39	0.27					
Dy	3.56	3.06	0.84	3.5	3.27	4.09	4.23	3.02	3.05	3.17	3.57	1.96	2.67	1.71					
Ho	0.8	0.66	0.2	0.73	0.69	0.75	0.78	0.54	0.56	0.56	0.72	0.39	0.53	0.36					
Er	2.21	1.94	0.57	2.14	2.08	1.94	2.04	1.41	1.42	1.52	2.07	1.08	1.47	0.99					
Tm	0.31	0.28	0.09	0.31	0.3	0.24	0.26	0.18	0.18	0.19	0.29	0.15	0.2	0.14					
Yb	1.96	1.82	0.61	1.93	1.87	1.4	1.51	1.04	1.06	1.15	1.85	0.98	1.23	0.91					
Lu	0.3	0.27	0.1	0.29	0.29	0.2	0.21	0.15	0.15	0.17	0.28	0.15	0.18	0.14					
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703311	0.702731	0.704770	0.702217	0.702585	0.703635	0.703635	0.704268	0.704193	0.703241	0.703406	0.703300	0.703275	0.704149					
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513016	0.513586	0.512627	0.513347	0.513213	0.512713	0.512926	0.512670	0.512695	0.512897	0.512966	0.512761	0.512794	0.512827					
END	7.4	18.5	-0.2	13.8	11.2	1.5	5.6	0.6	1.1	5.1	6.4	2.4	3.0	3.7					

注: 矿物百分含量根据全岩及矿物化学组成最小二乘法计算获得; Sr, Nd 同位素比值的 2sd 分别为 8~12 和 3~4

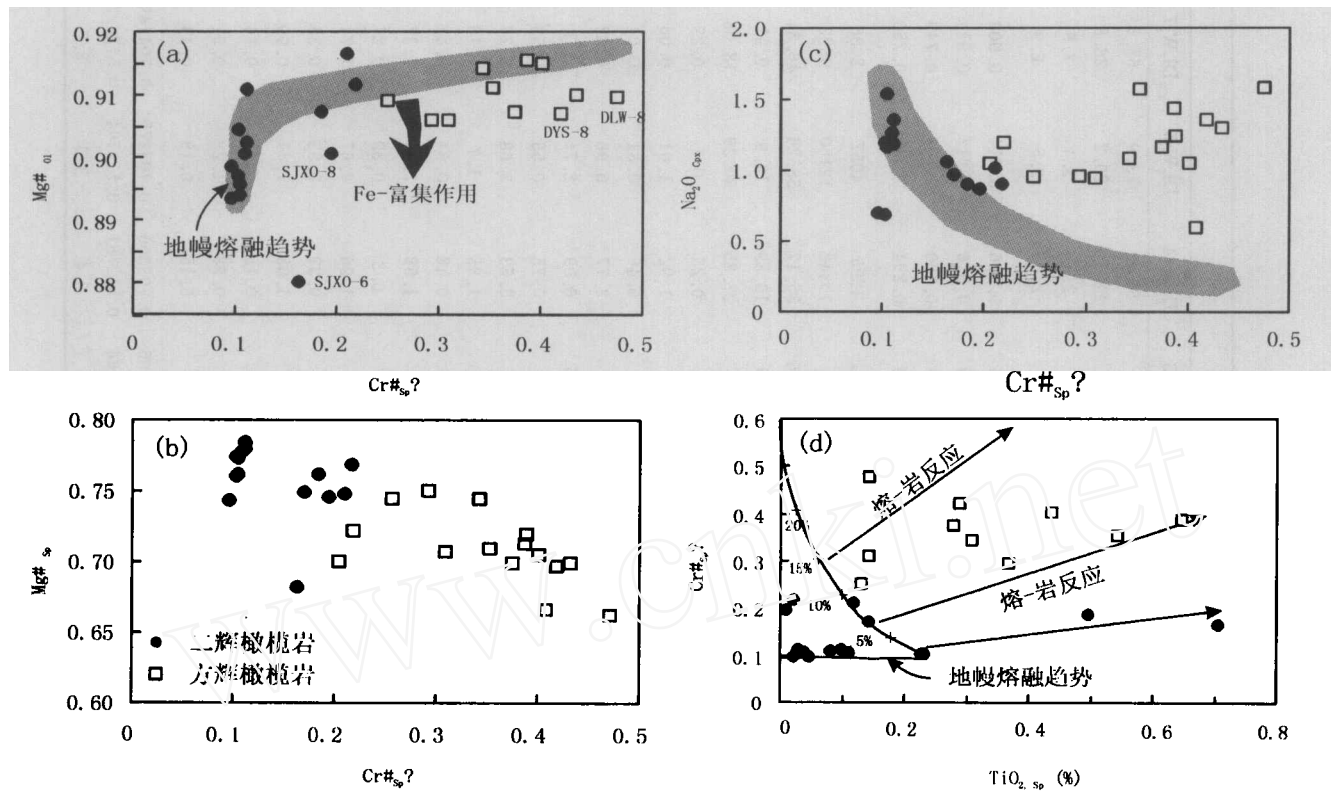


图2 辉南橄榄岩包体的矿物化学特征 (a) $Mg\#_{Ol}$ vs $Cr\#_{Sp}$; (b) $Mg\#_{Sp}$ vs $Cr\#_{Sp}$; (c) 单斜辉石中 Na_2O vs $Cr\#_{Sp}$; (d) $Cr\#_{Sp}$ 对尖晶石中的 TiO_2 ; (a, c) 中的阴影代表了部分熔融残余的成分变化范围(Xu *et al.*, 1998b), (d) 中的部分熔融曲线据 Pearce *et al.* (2000)

Fig. 2 Diagram illustrating concentration of selected elements in different minerals from peridotites from Huinan.

(a) $Mg\#_{Ol}$ vs $Cr\#_{Sp}$; (b) $Mg\#_{Opx}$ vs $Mg\#_{Ol}$; (c) Na_2O in Cpx vs $Cr\#_{Sp}$; (d) $Cr\#_{Sp}$ vs TiO_2 in spinel. Shaded fields in (a) and (c) are compositional fields of residues of partial melting (Xu *et al.*, 1998b). The melting curve in (d) is after Pearce *et al.* (2000).

橄榄岩的平衡温度是用 Brey and Kohler (1990) 的 Ca-*in*-Opx 温度计计算获得。二辉橄榄岩的温度范围为 850~1050 °C, 方辉橄榄岩为 860~1060 °C。两者之间没有明显的差别。

3.2 稀土元素组成

辉南二辉橄榄岩和方辉橄榄岩中单斜辉石显示了十分不同的 REE 组成(表 1)。二辉橄榄岩 Cpx 以具平坦重稀土(HREE)分布为特征[(Ho/Yb)_n = 1~1.2](图 3a)。饱满型二辉橄榄岩中 Cpx 的 HREE 含量在 10 倍球粒陨石左右, 均亏损 LREE [(La/Yb)_n = 0.1~0.6], 而贫 Cpx 的二辉橄榄岩则具有相对较低的 HREE 含量, 但富集 LREE [(La/Yb)_n = 8]。方辉橄榄岩中 Cpx 的 REE 组成则较为特殊(图 3b)。部分样品显示倒 U 型 REE 分配 [(Ho/Yb)_n = 1.5~1.6](图 3b), 而另一些样品的 LREE 则有上扬的趋势(图 3c), 其中样品 DYS-8 的 REE 呈负斜率直线分布。值得注意的是, 方辉橄榄岩 Cpx 中 Yb 与 Cr 含量成正相关关系, 与二辉橄榄岩 Cpx 显示的 Yb-Cr 负相关关系形成鲜明对比(图 4a)。

3.3 Sr-Nd 同位素组成

二辉橄榄岩具有较大的 Sr-Nd 同位素比值范围($\epsilon_{Nd} =$

+18.5 ~ -0.2; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7022 \sim 0.7045$)。亏损 LREE 的二辉橄榄岩的 ϵ_{Nd} 高于富集 LREE 的样品。这些样品的同位素组成可以用亏损地幔和类似于寄主玄武岩的熔体之间的混合来解释(图 5)。方辉橄榄岩的 Sr-Nd 同位素变化范围相对较小($\epsilon_{Nd} = +6.4 \sim 0.6$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7033 \sim 0.7042$)。具有倒 U 型 REE 分布模式的样品落在亏损地幔和寄主玄武岩之间的混合线上, 而 LREE 上扬的方辉橄榄岩 [(La/Nd)_n > 1] 则因相对较小的 ϵ_{Nd} 而落在混合线的下方。

4 讨论

4.1 辉南方辉橄榄岩包体的成因

传统的观点认为方辉橄榄岩是原始地幔大程度部分熔融的残余(Frey and Green, 1974)。由于其中橄榄石含量高, 方辉橄榄岩经常受到后期流体交代作用的影响而富集大离子亲石元素(McDonough and Frey, 1989; Xu *et al.*, 1998b)。这一富集过程只导致橄榄岩中不相容元素含量的改变, 而不改变其主量元素组成和矿物含量(Frey and Green, 1974)。然而, 辉南方辉橄榄岩包体的许多岩石学和地球化学特征与这种两阶段模式不符。其中包括:

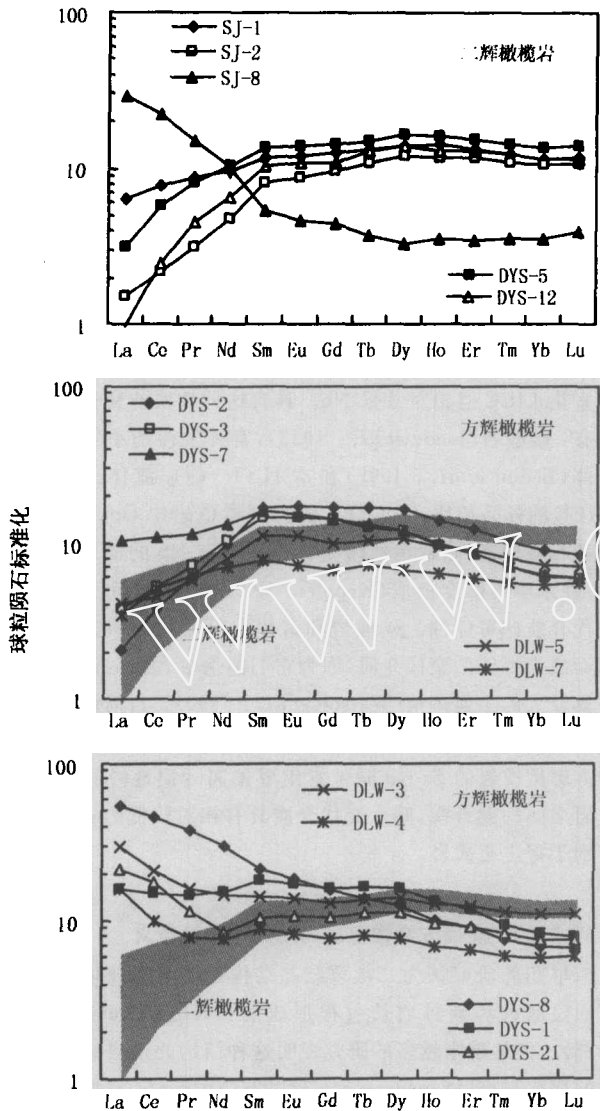


图3 辉南橄榄岩包体中单斜辉石的稀土分布特征
球粒陨石数据据 Sun and McDonough (1989)

Fig. 3 REE abundances in clinopyroxenes from Huinan peridotites. Chondrite data from Sun and McDonough (1989)

(1)在矿物化学图解中,大多数辉南方辉橄榄岩因相对较高的 FeO, TiO₂ 和 Na₂O 含量而偏离部分熔融趋势线(图 2)。这说明橄榄岩体系中有玄武质组份的加入;

(2)辉南方辉橄榄岩中 Cpx 的 HREE 含量(Yb = 1~2 μg/g)明显高于残余方辉橄榄岩中的含量(Yb = 0.2~0.4 μg/g; Shi *et al.*, 1998; Norman, 1998; Xu *et al.*, 1998b),而与二辉橄榄岩中 HREE 的含量相仿(图 4),这与矿物模式含量不符。此外,Cpx 中 Ti 含量也异常地高(最高达 5000 μg/g),甚至超出了二辉橄榄岩 Cpx 中的含量,而正常残余方辉橄榄岩 Cpx 中 Ti 含量通常小于 1000 μg/g(Johnson *et al.*, 1990; Shi *et al.*, 1998); (3)尖晶石中 Ti 含量是熔体渗透的灵敏指示(Edwards and Malpas, 1996; Xu *et al.*,

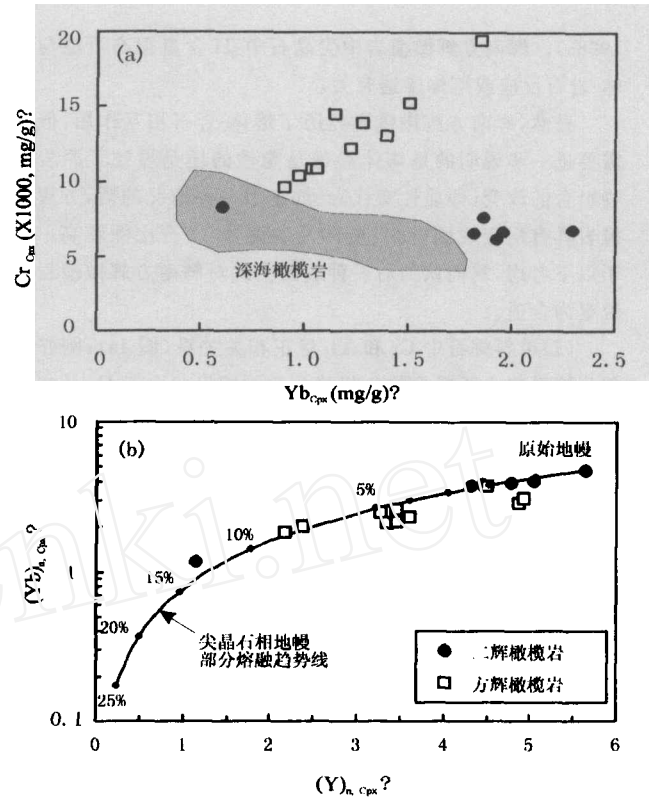


图4 (a)辉南单斜辉石中 Cr vs Yb, (b)(Yb)_n 对(Y)_n (a)中深海橄榄岩成分据 Johnson *et al.* (1990), (b)中部分熔融线根据 Johnson *et al.* (1990)的分异熔融模型计算获得。下标 n 代表原始地幔标准化。

Fig. 4 (a) Cr versus Yb in Cpx; (b) Yb versus Y in Cpx for the Huinan peridotites. The data for abyssal peridotites are from Johnson *et al.* (1990). The melting trends within spinel stability field are calculated using the fractional melting model of Johnson *et al.* (1990)

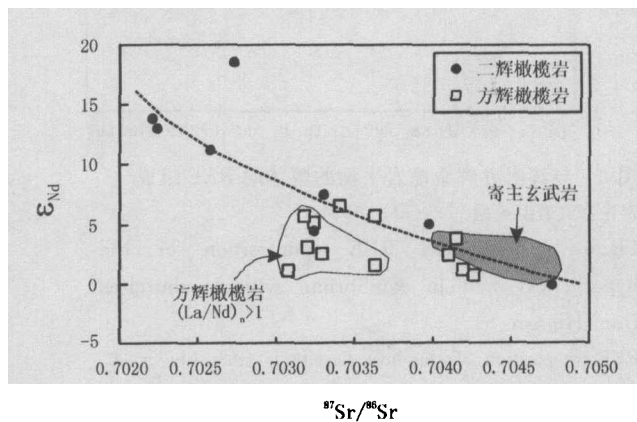


图5 辉南橄榄岩包体的 Sr-Nd 同位素组成
寄主玄武岩数据据 Liu *et al.* (1994)

Fig. 5 Sr-Nd isotopic data of the peridotite xenoliths from Huinan

Data of host basalts are from Liu *et al.* (1994)

1998a)。辉南方辉橄橄岩中尖晶石中 Ti 含量很高可能与熔体-岩石反应或熔体渗透有关。

显然,辉南方辉橄橄岩经历了熔体-岩石相互作用,但是需要进一步说明的是熔体渗透是隐性的还是导致了原岩矿物组合的改变(即显性交代)。如是后一种情况的话,方辉橄橄岩具有反应成因,而且所涉及的熔体/岩石比例较高。基于以下考虑,我们认为后一种成因模式对辉南方辉橄橄岩来说更为合适。

(1)单斜辉石中 Cr 和 Yb 呈正相关关系(图 4a),刚好与部分熔融残余所展示的负相关关系的相反。由于 Cr 是相容元素,Cpx 中 Cr 含量的改变暗示高熔体/岩石比条件;(2)根据图 2d 中反应趋势的延长线与熔融趋势线的相交可以确定与熔体反应的熔融残余的性质(Pearce *et al.*, 2000)。辉南方辉橄橄岩的成分特点表明其原岩可能是二辉橄橄岩,说明熔体-岩石反应涉及矿物含量的改变;(3)辉南方辉橄橄岩中 Opx 含量可达 30%,而实验岩石学和理论计算表明,在任何温压条件下,任何程度的部分熔融都不会形成 Opx 含量超过 30%的熔融残余(Walter, 1998)。

因此,熔体-岩石反应是导致过剩 Opx 的原因之一(Kelemen *et al.*, 1998)。辉南方辉橄橄岩中 Cpx 的倒 U 型 REE 分配模式指示岩石与富 LREE 熔体之间的平衡。这一熔体的 REE 性质与寄主玄武岩相似(图 6)。一些方辉橄橄岩的 Sr-Nd 同位素组成位于亏损地幔和寄主玄武岩之间也支持辉南方辉橄橄岩是熔体-岩石相互作用的成因解释。

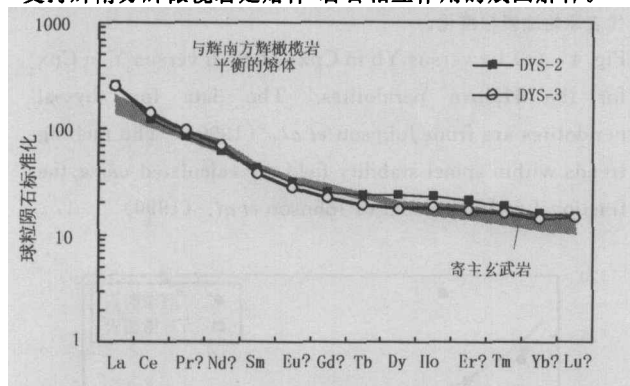


图 6 与辉南方辉橄橄岩平衡的熔体的 REE 组成
寄主玄武岩组成据 Liu *et al.* (1994)

Fig. 6 Calculated REE composition of the hypothetical melt in equilibrium with harzburgites from Huinan

REE composition of the host basalts is from Liu *et al.* (1994)

4.2 辉南地区多期地幔交代作用的证据

电子探针分析表明,大部分方辉橄橄岩呈化学平衡状态,说明导致方辉橄橄岩形成的熔体-岩石反应发生在寄主玄武岩喷发之前的很长一段时间。值得注意的是,一些方

橄橄岩样品中 LREE 和 LILE 有上扬的趋势(图 3)。这要求方辉橄橄岩形成之后,又遭受了另一期的地幔交代作用。这一期交代作用的介质具有比玄武岩更高的 LREE 组成。色层柱交代模型(Navon and Stolper, 1987)是可能的交代机制。根据这一模型,元素在橄橄岩介质中的流动速率与其在固体-熔体中的分配系数的高低成反比,也就是说,强不相容元素的迁移速率大于弱不相容元素。这一交代机制通常导致多变的 LREE 分布模式,而 HREE 的含量几乎保持不变。这些正是一些方辉橄橄岩的特征。

微量元素数据表明参与第二次地幔交代作用的交代介质富集 LILE 但相对亏损 Nb。具有这种性质的交代介质可能有:碳酸岩(Ionov *et al.*, 1993),富挥发份的小体积分异熔体(Padini *et al.*, 1997)和富 H_2O-CO_2 流体。与亏损 LREE 的样品相比,富 LREE 的方辉橄橄岩中 Cpx 中的 Nb 含量相对较高,暗示在地幔交代作用中有 Nb 的加入。由于 Nb 在水中溶解度极低(Keppler, 1996),从而排除了水作为交代介质的可能性。碳酸岩和富挥发份的小体积分异熔体因而成为可能的交代介质,因为它们能携带大量的微量元素并具较大的二面体角(Watson *et al.*, 1990)。目前还很难区分这两种介质。值得注意的是,这些遭受后期地幔交代作用的方辉橄橄岩的 Sr-Nd 同位素组成偏离亏损地幔和寄主玄武岩之间的混合线,暗示交代介质具有相对较低的 ϵ_{Nd} ,因而有别于寄主玄武岩。

4.3 “反应”成因方辉橄橄岩的动力学指示意义

早期的研究认为二次重结晶结构是在等物理化学环境中通过退火和颗粒增长过程形成的(Mercier and Nicolas, 1975)。但是越来越多的研究表明这种结构的形成经常与流体的存在有关(Downes *et al.*, 1992; Xu *et al.*, 1998a),也就是说,二次重结晶结构的形成过程不是一个等化学过程,而是一个开放的过程。辉南方辉橄橄岩显示了地球化学性质与岩石结构之间的紧密联系,即熔体/岩石比和岩石重结晶程度之间的正相关关系。这种关系在西班牙 Ronda 岩体(van der Wal and Bodinier, 1996),东非和法国中央高原幔源包体(Bedini *et al.*, 1997; Xu *et al.*, 1998a)均已观察到。详细的矿物化学和地球化学研究均揭示具二次重结晶结构的方辉橄橄岩是在熔体/岩石比较大的条件下渗透熔体和岩石圈地幔之间的反应导致了矿物含量的变化的结果(由二辉橄橄岩转变成方辉橄橄岩)。例如,产于法国中央高原 Boree 的具镶嵌结构方辉橄橄岩包体被认为是大陆活动区碱性玄武岩捕获的、来源最深的尖晶石相上地幔样品(平衡温度 > 1250 °C),可能来自于受到热柱来源熔体渗透的岩石圈地幔的底部(Xu *et al.*, 1998a)。由此可见,形成二次重结晶结构的方辉橄橄岩需要两个前提条件:(1)是熔体/岩石比较高;(2)热能供给充分。显然,上涌软流圈对岩石圈的热-机械侵蚀和化学侵蚀(徐义刚,1999)是满足这两个条件的可能的动力学过程之一。辉南方辉橄橄岩和 Boree 方辉橄橄岩在主、

微量元素和岩石结构方面均有很多相似之处,因而可能代表了上涌软流圈侵蚀岩石圈的产物。

构造橄榄岩体研究表明在绝热和热传导地幔之间的过渡带有一孔隙度相对较高的区域(van der Wal and Bodinier, 1996)。当热柱或软流圈来源的熔体渗透岩石圈时会在这个高孔隙度区积累,从而形成一个渗透屏障(Xu *et al.*, 1998a)。大部分熔体滞留在这一过渡带,造成了熔/岩比较高情况下的熔体-岩石相互作用(即显型地幔交代作用),只有少量富集挥发份的残余熔体因具有较低的粘滞度和固结温度可以通过这一屏障,从而在更大规模上影响上覆岩石圈地幔(即隐型地幔交代作用)。因此,反应方辉橄榄岩可能来自于岩石圈-软流圈过渡带,而二辉橄榄岩则来自于岩石圈地幔。从这个意义上说,两类岩石在空间上是分开的。Boree 包体的研究就提供了这样一个例子,因为 Boree 方辉橄榄岩的平衡温度($> 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$)明显高于二辉橄榄岩($< 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$)。但是,辉南二辉橄榄岩和方辉橄榄岩之间的平衡温度则没有明显的区别,这暗示两者具有相似的起源深度。岩石圈-软流圈之间有倾角(而非水平)的界面以及岩石圈减薄事件和寄主玄武岩喷发之间不同的时间间隔可以帮助理解辉南和 Boree 包体的这一差别。地震资料表明,法国中央高原有小规模的地幔热柱活动(Granet *et al.*, 1995),而橄榄岩包体的结构分析也指示该地区地幔底辟上升是一年轻事件(Nicolas *et al.*, 1987)。因此,Boree 地区的岩石圈减薄-侵蚀可能与寄主玄武岩岩浆活动基本同时,较短的时间间隔有利于“反应型”方辉橄榄岩保存其较高的平衡温度。中国东部岩石圈减薄可能始于侏罗纪末,软流圈对岩石圈的置换止于白垩纪末(Xu, 2001)。如果辉南方辉橄榄岩的形成与这一事件有关,那么其形成到寄主玄武岩的喷发之间已有相当长的时间。这一时间间隔足以使受热机械-化学侵蚀的方辉橄榄岩通过热散失而重新平衡到局部地温梯度上。由于原先的岩石圈-软流圈界面具有一定的倾角,热散失-调整后该界面下降,这造成分别来自于岩石圈地幔和“老”岩石圈-软流圈过渡带的辉南二辉橄榄岩和方辉橄榄岩具有相似的平衡温度。

5 结论

(1) 辉南方辉橄榄岩具有特殊的地球化学组成和岩石结构。它们不是上地幔经大程度部分熔融后的残余,而是熔体-地幔之间相互作用的产物。大量熔(流)体的存在有利于地幔岩石矿物颗粒的增长,从而形成特征的二次重结晶结构。

(2) 辉南“反应”型方辉橄榄岩与法国中央高原 Boree 包体在化学组成和岩石结构上均有许多相似之处,可能代表了上涌软流圈侵蚀岩石圈地幔的产物。

(3) 辉南地区上地幔至少经历了两期地幔交代作用。除了与形成“反应型”方辉橄榄岩有关的玄武质熔体对岩石

圈地幔底部的渗透以外,辉南上地幔还经历了类似于碳酸岩或富挥发份小体积熔体的交代。

References

- Bedini RM, Bodinier JL, Dautria JM and Morten L. 1997. Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle; a case study from the Eastern African Rift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153: 67-83
- Brey GP, Kohler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 31: 1353-1378
- Downes H, Embey-Isztin A, Thirlwall MF. 1992. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary); evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 340-354
- E ML and Zhao DS. 1987. Cenozoic basalts and their deep-seated xenoliths, eastern China. Beijing. Scientific Press (in Chinese)
- Edwards SJ and Malpas J. 1996. Melt-peridotite interactions in shallow mantle at the East Pacific Rise; evidence from ODP site 895 (Hess Deep). *Mineral. Magazine*, 60: 191-206
- Fan QC, Sui J, Liu R, Wei H, Li N. 2000. Petrology and geochemistry of Jinlongdingzi active volcano - the most recent basaltic explosive volcano at Longgang. *Chinese J. Geochem.*, 19: 312-317
- Frey FA, Green DH. 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 1023-1059
- Granet M, Wilson M, Achauer U. 1995. Imaging a mantle beneath the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136: 281-296
- Hart SR, Dunn T. 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 1-8
- Ionov DA. 1998. Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phases in peridotite xenoliths from alkali basalts. *J. Petrol.*, 39: 1931-1942
- Johnson KTM, Dick HJB, Shimizu N. 1990. Melting in the oceanic upper mantle; An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.*, 95: 2661-2678
- Kelemen PB, Hart SR, Bernstein S. 1998. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164: 387-406
- Kelemen PD, Dick HJB, Quick JE. 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358: 635-641
- Kepler H. 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380: 237-239
- Liu CQ, Masuda A, Xie GH. 1994. Major- and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China; petrogenesis

- and mantle source. *Chem. Geol.*, 114, 19–42
- McDonough WF, Frey FA. 1989. Rare earth elements in upper mantle rocks. In: Lipin B, McKay G (eds.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. *Rev. Mineral.*, 21, 99–145
- Mercier J-CC, Nicolas A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrology*, 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
- Nicolas A, Lucazeau F, Bayer R. 1987. Peridotite xenoliths in Massif Central basalts; textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. In: Nixon PH (ed.) *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons Ltd., 563–574
- Norman MD. 1998. Melting and metasomatism in the continental lithosphere; laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel hercynites from eastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130, 240–255
- Pearce JA, Barker FE, Edwards SJ, Parkinson IJ, Leat PT. 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, south Atlantic. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139, 36–53
- Shi L, Francis D, Ludden J, Frederiksen A, Bostock M. 1998. Xenolith evidence for lithospheric melting above anomalously hot mantle under the northern Canadian Cordillera. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 131, 39–53
- Sun S-S, McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J. (eds.) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication 42, 313–345
- Thirlwall MF. 1991. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)* 94, 85–104
- Van der Wal D, Bodinier J-L. 1996. Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melts flow. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, 387–405
- Walter MJ. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J. Petrol.*, 39, 29–60
- Watson EB, Brenan JM, Baker DB. 1990. Distribution of fluids in the continental mantle. In: Menzies MA (ed.). *Continental mantle*. New York, Oxford Science Publication, 111–125
- Xu YG. 1999. Roles of thermo-mechanic and chemical erosion in continental lithospheric thinning. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 18, 1–5 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG. 2000. Distribution of trace elements in spinel and garnet peridotites. *Science in China (Series D)*, 43, 166–175
- Xu YG. 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath eastern China: evidence, timing and mechanism. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 26, 747–757
- Xu YG, Menzies MA, Bodinier JL, Bedini RM, Vroon P, Mercier J. 1998a. Melt percolation-reaction atop the plume; evidence from poikiloblastic spinel harzburgite xenoliths from Boree (Massif Central, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 132, 65–84
- Xu YG, Menzies MA, Vroon P, Mercier JC, Lin C. 1998b. Texture-temperature-geochemistry relationships in the upper mantle as revealed from spinel peridotite xenoliths from Wangqing, NE China. *J. Petrol.*, 39, 469–493

附中文参考文献

- 鄂莫岚, 赵大升. 1987. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体, 北京: 科学出版社
- 徐义刚. 1999. 岩石圈的热-机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄. *矿物岩石地球化学通讯*, 18, 1–5
- 徐义刚. 2000. 微量元素在尖晶石相和石榴石相橄榄岩中的分布. *中国科学(D辑)*, 30, 307–314