

# 地幔置换作用：华北两类橄榄岩及其透辉石微量元素对比证据

郑建平<sup>1</sup>, 路凤香<sup>1</sup>, 余淳梅<sup>1</sup>, O'Reilly S Y<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074; 2. 澳大利亚 Macquarie 大学地球与行星科学系, 悉尼 NSW2109)

**摘要:** 在华北地块东部, 河南鹤壁新生代玄武岩中的耐熔橄榄岩捕虏体被认为是克拉通地幔的残留; 山东山旺饱满橄榄岩捕虏体被认为是新生代玄武岩所捕获的新生地幔物质, 对它们全岩的常量、微量元素, 组成单矿物的常量元素和透辉石微量元素进行了对比. 结果显示代表古老岩石圈的鹤壁克拉通型地幔和代表新生岩石圈的山旺“大洋型”地幔分别相当于原始地幔经历 15%~25% 和 1%~5% 熔融的产物. 它们在熔融之后又都遭受了硅酸盐质碳酸岩熔体的交代改造作用, 但前者明显强于后者. 古老岩石圈橄榄岩的固相线温度受地幔熔/流体的长期交代而降低. 由于早中生代时华北地块受扬子地块碰撞的地幔热扰动和软流圈上涌影响, 促使橄榄岩熔融. 所融出的基性岩浆主要垫托在地壳底部, 形成壳—幔过渡带并实现大规模的壳—幔物质和热交换. 第三纪以后的热沉降使抬升的软流圈物质冷却垫托在岩石圈底部构成新增生的岩石圈. 因此, 发生于东部的中、新生代(相对于古生代)岩石圈减薄不是软流圈抬升所引起的简单岩石圈厚度变小, 而是伴随着新生地幔物质对古老地幔的置换过程.

**关键词:** 微量元素; 耐熔橄榄岩; 饱满橄榄岩; 地幔置换作用; 华北地块.

中图分类号: P588.12; P591 文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2003)03-0235-06

作者简介: 郑建平(1964—), 男, 博士, 教授, 从事岩石学教学和科研工作.

E-mail: jpzheng@hkem.com

长期稳定的太古代克拉通地幔可能通过伸展、离散<sup>[1]</sup>和热—化学侵蚀<sup>[2]</sup>被显生宙的饱满岩石圈地幔改造甚至完全置换<sup>[3]</sup>. 然而, 人们并不清楚这种发生于深部过程的细节. 古生代含金刚石的金伯利岩侵位, 显示华北地块东部至中奥陶世时岩石圈总体上是稳定的并具克拉通性质, 200 多 km 厚的低密度地幔根具低热流值的特征并由亏损的方辉橄榄岩和二辉橄榄岩组成<sup>[4]</sup>; 中、新生代华北东部构造活动强烈, 岩浆活动频繁, 软流圈上涌, 岩石圈最大厚度仅剩 60~80 km, 具大洋地幔性质的新生饱满地幔构成华北地块东部的主体(如山旺和女山)<sup>[5,6]</sup>, 仅在南北重力梯度带的浅部有古老残留地幔(如鹤壁)<sup>[7]</sup>. 本文旨在通过对新、老两类不同地幔性质橄榄岩及其中单斜辉石的成分(包括主量元素和微量元素)对比, 探讨发生于华北地块东部中生代强烈壳—幔交换作用的

深部根源.

## 1 地质背景及岩石学特征对比

南北重力梯度带和郟庐断裂带是穿越华北地块的两大地质构造异常带. 南北重力梯度带把华北地块分为东西两部分: 西部为热流值低、岩石圈厚度大的鄂尔多斯地块, 而东部为热流值高、岩石圈厚度小的冀鲁辽地块<sup>[8,9]</sup>. 郟庐断裂带是中国东部乃至东亚具磁异常特征的重要岩石圈断裂<sup>[10]</sup>.

所分析的橄榄岩捕虏体分别来自河南鹤壁和山东山旺新生代玄武岩. 前者位处南北重力梯度带的东侧, 均为贫单斜辉石的尖晶石相方辉橄榄岩或二辉橄榄岩( $w(\text{Cpx}) < 5\%$ , 平均 3.1%), 具古老克拉通岩石圈地幔浅部残留的性质<sup>[7]</sup>; 后者位处郟庐断裂带, 均为富单斜辉石的尖晶石相二辉橄榄岩( $w(\text{Cpx})$ 最高达 19%, 平均 8.7%), 是新生大洋型地幔的代表<sup>[5]</sup>. 鹤壁古老地幔橄榄岩均为粗粒结构

表 1 鹤壁古老地幔与山旺新生地幔橄榄岩及其矿物的主元素成分对比

Table 1 Major element component comparison of peridotites and minerals between Hebi refractory and Shanwang fertile mantle

地幔类型	鹤壁古老地幔					山旺新生地幔				
	全岩	Ol	Opx	Cpx	Sp	全岩	Ol	Opx	Cpx	Sp
样品种类										
样品数	32	262	191	107	137	31	150	150	150	95
平均值/%		70.9	25.0	3.1	1.1		69.8	17.2	8.7	4.3
SiO <sub>2</sub>	44.80	41.04	56.67	52.88	0.06	42.88	40.59	55.66	52.54	0.05
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01		0.28	0.14	0.08	0.01	0.06	0.34	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.87		2.41	3.48	27.51	3.17	0.01	3.38	4.77	49.50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.04	0.58	1.59	38.66	0.68	0.02	0.37	0.74	17.11
FeO	6.87	7.96	4.92	2.49	14.31	8.78	10.28	6.37	2.59	11.96
MnO	0.11	0.12	0.11	0.06		0.14	0.15	0.15	0.07	0.00
MgO	46.10	50.60	34.65	16.69	16.07	41.92	49.05	33.63	15.73	19.13
CaO	0.49	0.06	0.71	20.33	0.02	1.84	0.04	0.58	21.71	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.05		0.10	1.22	0.08	0.16	0.01	0.06	1.19	0.01
K <sub>2</sub> O	0.31					0.09				
NiO	0.30	0.38	0.10	0.06	0.19	0.30	0.37	0.10	0.05	0.30
Total	100.2	100.19	100.26	99.09	97.03	99.85	100.54	100.35	99.74	98.19
Mg <sup>#</sup>	0.92	0.92	0.93	0.92	0.67	0.89	0.89	0.90	0.91	0.74
CaO+Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.36		3.12	23.80		5.01		3.96	26.48	
FeO/MgO	0.15	0.16	0.14	0.15	0.89	0.21	0.21	0.19	0.16	0.63
Mg/Si	1.47	1.850.92	0.47	1.47	1.81	0.91	0.45			
D/(g·cm <sup>-3</sup> )	3.28					3.33				

氧化物的单位为%。

且斜方辉石含量高(平均 25%)、尖晶石含量低(平均 1.1%),而山旺新生地幔橄榄岩无粗粒结构者,为残碎斑状结构、剪切变形结构和细粒结构,且斜方辉石含量低(平均 17.2%),尖晶石含量高(平均 4.3%)。

根据橄榄岩中各矿物的含量、矿物化学的组成及其实测矿物端员组分的密度资料<sup>[11]</sup>所计算的鹤壁古老地幔橄榄岩和山旺新生地幔橄榄岩的密度分别为 3.28 g/cm<sup>3</sup> 和 3.33 g/cm<sup>3</sup>。结果表明古老岩石圈地幔的密度低于新生的地幔,是相对漂浮的。

## 2 全岩和单矿物主元素对比

鹤壁古老地幔橄榄岩的 Mg<sup>#</sup> 值为 0.92,山旺新生地幔橄榄岩的 Mg<sup>#</sup> 值为 0.89(表 1)。前者明显高于原始地幔<sup>[12]</sup>,后者与原始地幔值相似。与鹤壁古老地幔橄榄岩相比,山旺新生地幔橄榄岩的 TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、FeO、Na<sub>2</sub>O 含量较高,而 SiO<sub>2</sub>、MgO、K<sub>2</sub>O 含量较低,表明后者在主元素特征上明显比前者饱满。

鹤壁古老地幔橄榄岩中橄榄石、斜方辉石和单斜辉石的 Mg<sup>#</sup> 值均明显高于山旺新生地幔。同时,鹤壁古老地幔的斜方辉石、单斜辉石和尖晶石的 Cr<sup>#</sup> 值也均高于山旺新生地幔。与鹤壁古老地幔橄

榄岩相比,山旺新生地幔橄榄岩中斜方辉石、单斜辉石的 TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MnO、CaO+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量较高,而 Na<sub>2</sub>O 含量稍低,同样显示鹤壁古老地幔矿物的难熔性明显高于山旺新生地幔。

## 3 全岩和单矿物微量元素对比

从稀土元素(REE)来看,与鹤壁古老地幔相比,山旺新生地幔橄榄岩和单斜辉石的 REE 含量均低,分别为  $8.81 \times 10^{-6}$  (对鹤壁古老地幔橄榄岩的  $13.40 \times 10^{-6}$ )和  $40.87 \times 10^{-6}$  (对鹤壁古老地幔透辉石的  $70.45 \times 10^{-6}$ ) (表 2)。山旺新生地幔不论是全岩还是单斜辉石,其重稀土元素(HREE)含量高、轻稀土元素(LREE)的富集程度不高,而鹤壁古老地幔的 HREE 含量低、LREE 明显富集。在 REE 配分曲线形式上,鹤壁古老地幔表现为右倾高陡的形式(高 $w(\text{La})/w(\text{Yb})$ 值),而山旺新生地幔则表现为右倾低缓(低 $w(\text{La})/w(\text{Yb})$ 值)的特点(图 1)。与全岩相比,两类地幔橄榄岩中单斜辉石的 REE 含量高,但它们具近平行的曲线形式,说明在无水的尖晶石相橄榄岩中,单斜辉石是 REE 的主要载体并反映全岩的特征。

其他不相容微量元素与鹤壁古老地幔相比,山

表 2 鹤壁古老地幔与山旺新生地幔橄榄岩及其单斜辉石微量元素对比

Table 2 Trace element component comparison of peridotites and clinopyroxenes between Hebi refractory and Shanwang fertile mantle  $10^{-6}$

样品数	鹤壁全岩(17)	鹤壁 Cpx(8)	山旺全岩(9)	山旺 Cpx(8)
Sc	5	61	3	68
Ti	60	442	80	2 843
V	28	151	53	278
Rb	3.86	0.80	1.66	n. d.
Sr	71	412	87	136
Y	1.09	4.03	2.41	16.71
Zr	18.32	27.55	6.46	24.97
Nb	8.12	1.13	1.22	0.75
Ba	34.83	4.04	8.45	b. d.
La	2.76	11.25	1.56	6.13
Ce	5.27	28.54	2.98	13.36
Pr	0.69	4.00	0.39	1.71
Nd	2.84	17.42	1.60	6.70
Sm	0.57	3.39	0.37	1.76
Eu	0.16	1.01	0.12	0.72
Gd	0.45	2.34	0.40	2.27
Tb	0.06	0.25	0.07	0.46
Dy	0.29	1.15	0.47	3.03
Ho	0.05	0.17	0.10	0.69
Er	0.13	0.52	0.31	1.80
Tm	0.01	0.05	0.05	0.28
Yb	0.10	0.30	0.34	1.69
Lu	0.01	0.05	0.05	0.26
Hf	0.48	0.93	0.17	0.90
Ta	0.46	0.13	0.08	b. d.
Th	2.04	0.50	0.03	0.55
U	2.36	0.12	0.10	0.35

n. d 表示 not detected; b. d 为 below detection limit.

旺新生地幔橄榄岩及其中单斜辉石具低的高场强元素(HFSE)、大阳离子亲石元素(LILE)和放射性生热元素(RE)丰度(表 2)。

## 4 讨论

### 4.1 两类地幔橄榄岩的部分熔融和地幔交代作用

地幔橄榄岩和单斜辉石的微量元素反映着部分熔融、交代作用及固相线以下的再平衡作用等深部地幔过程。为了定量了解地幔熔体亏损的条件,本文利用 Jahnsen 等<sup>[13]</sup>和 Norman<sup>[14]</sup>提供的方法,对单斜辉石的微量元素组分进行了相对于原始地幔的批式熔融(batch melting)和分离熔融(fractional melting)程度模拟计算。对于大部分鹤壁古老地幔来说,

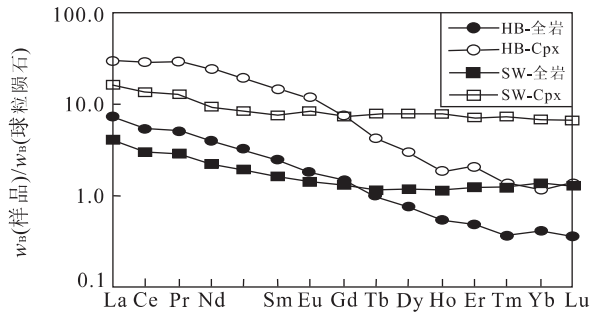


图 1 鹤壁耐熔地幔和山旺饱满地幔橄榄岩及其单斜辉石 REE 配分形式

Fig. 1 REE pattern of peridotites and clinopyroxenes from Hebi refractory and Shanwang fertile mantle

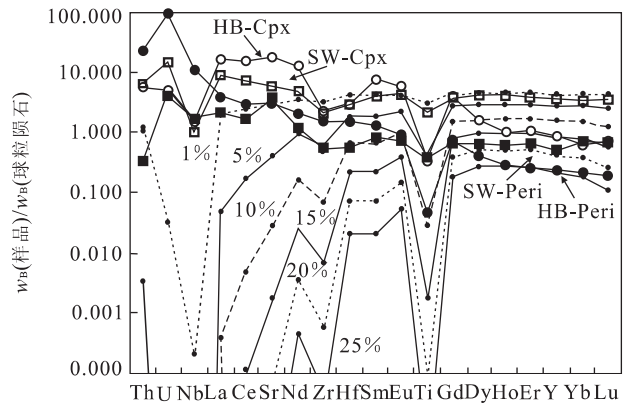


图 2 鹤壁和山旺橄榄岩及其单斜辉石微量元素蛛网图

Fig. 2 Trace element spider figure of peridotites and clinopyroxenes from Hebi and Shanwang

HB. 鹤壁耐熔地幔; SW. 山旺饱满地幔; Cpx. 单斜辉石; Peri. 橄榄岩; 1%, 5%, 10%, 15%, 20% 和 25% 分别代表由单斜辉石模拟的分离熔融程度

需要大于 40% 的原始地幔批式熔融, 显然是不现实的。因此在全岩和单斜辉石微量元素蛛网图上仅表示了分离熔融的模拟结果(图 2)。与 REE 所反映的结果相似, 全岩与单斜辉石具非常相似的微量元素分配形式。同时随着地幔部分熔融程度的升高, 高度不相容微量元素(如 LILE、RE 和 LREE, 特别是 HFSE)的丰度急剧下降, 反映它们在部分熔融和地幔交代过程中具强烈的活动性; 而 Y 和 HREE 的丰度尽管降低但较平稳, 说明它们在部分熔融和地幔交代过程中是相对不活动组分, 能够较好地反映部分熔融的程度。由单斜辉石的 Y 和 HREE 所反映的鹤壁古老地幔来自部分熔融程度为 15%~20% 的原始地幔, 而山旺新生地幔为 1%~5%。该模拟结果与由主元素所获得的鹤壁古老地幔明显比

山旺新生地幔耐熔的认识是一致的。

高度不相容元素由于容易受地幔熔体抽取(地幔部分熔融作用)后的改造(地幔交代作用),因此这些元素更多地反映了地幔交代作用的介质性质和强度。与模拟的部分熔融曲线相比,不管是鹤壁古老地幔橄榄岩还是山旺新生地幔,它们的全岩和透辉石均明显表现出 LREE、HFSE 和 LILE 特别是 RE 的富集。所不同的是:(1)古老地幔具更高的不相容微量元素丰度;(2)更明显的 Ti 负异常。同为 HFSE 元素,新、老地幔的 Zr、Nb 差异远没 Ti 的差异明显。目前所认识的地幔交代介质通常有碳酸岩熔体<sup>[15]</sup>、与俯冲作用有关的 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 流体<sup>[16]</sup>和富含挥发份的硅酸盐熔体<sup>[17]</sup>。相对于硅酸盐熔体,富 CO<sub>2</sub> 流体或碳酸岩熔体可以有效地分异 REE 和 HFSE<sup>[18]</sup>并有高含量的 LILE<sup>[19]</sup>,加之富 H<sub>2</sub>O 流体不传输 Nb<sup>[20]</sup>,因此暗示交代介质可能是“碳酸岩质的”,而且这种熔浆在地幔中即使在极小的体积下也具有很强的活动性<sup>[21]</sup>。然而纯粹的碳酸岩质交代又难以解释富 Zr 的特征,因为碳酸岩一般亏损 Zr,需要另一种富 Zr 的熔体来补充。热力学计算说明尖晶石橄榄岩中 Ca 的富集形成于 SiO<sub>2</sub> 不饱和的熔体,但难以区分是碳酸岩的、还是硅酸盐的熔体<sup>[22]</sup>。从鹤壁古老地幔和山旺新生地幔(全岩和单斜辉石)富 LREE、Zr、Nb、Sr,相对贫 Ti 的改造特征看(图 2),混合的交代介质类似于 SiO<sub>2</sub> 不饱和的硅酸盐质碳酸岩熔体,可能是 2 种不同性质交代介质(SiO<sub>2</sub> 不饱和的硅酸盐熔体与碳酸岩熔体)叠加的结果。与鹤壁古老地幔相比,山旺新生地幔受地幔交代作用影响的程度明显较弱。

从以上的对比不难发现,鹤壁古老地幔具高的熔融提取程度并经历了更为强烈的地幔流体交代作用影响。这与古老的岩石圈地幔具更复杂的演化历史是一致的。

#### 4.2 新生地幔对古老地幔的置换作用

尽管鹤壁与山旺在地理位置上有一定的距离(约 400 km),但它们都在华北克拉通的内部。前者远离东部郯庐深大断裂带,在新生代时仍具克拉通岩石圈地幔性质,是古老地幔的浅部残留<sup>[7]</sup>;后者位处东部的郯庐深大断裂带上,与中奥陶世含金刚石金伯利岩侵位的山东蒙阴相距仅 80 km,新生代时即使是其浅部代表克拉通岩石圈性质的地幔都已经不再存在。因此,直接对比山旺与鹤壁两地的尖晶石相地幔橄榄岩,有助于增进对华北地块岩石圈深部

过程的了解。一个重要的科学问题是:在非造山过程中,具复杂演化历史的克拉通岩石圈上地幔空间是如何被演化历史明显简单的大洋型地幔所置换的?由于古老岩石圈的低密度漂浮效应难以发生大面积的拆沉作用,看来机械和热—化学侵蚀机制<sup>[2]</sup>不失为岩石圈减薄的有效途径,但其细节只有通过详细的新、老地幔物质对比后才能获得。

与鹤壁古老地幔橄榄岩相比,山旺新生地幔橄榄岩有从粗粒结构到残斑结构、剪切结构直至细粒结构的变质变形作用增强趋势。伴随变质变形作用的增强,同时有:(1)地幔橄榄岩中斜方辉石和橄榄石含量变低、单斜辉石和尖晶石含量变高,反映地幔变质变形过程中伴随有橄榄石和斜方辉石的消耗与新生单斜辉石和尖晶石的出现,存在地幔的变质反应过程。(2)除尖晶石的 Mg<sup>#</sup> 值升高、Cr<sup>#</sup> 值降低外,橄榄石和辉石的 Mg<sup>#</sup> 值和辉石的 Cr<sup>#</sup> 值都降低;降低的还有斜方辉石的 SiO<sub>2</sub>、Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 和单斜辉石的 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO,升高的有斜方辉石的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、FeO,单斜辉石的 TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO;同样地,橄榄岩全岩的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、FeO、Na<sub>2</sub>O、MnO、TiO<sub>2</sub> 的含量升高,而 SiO<sub>2</sub>、MgO 含量和 Mg<sup>#</sup> 值降低,反映橄榄岩的饱满程度变高,看来在变质变形过程中有较高 CaO、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、FeO、TiO<sub>2</sub> 的组分加入,这可能反映参与变质反应的熔/流体性质。(3)全岩和单斜辉石的 REE 的丰度降低(HREE 丰度较高、而 LREE 丰度低),鹤壁古老地幔橄榄岩表现为较高程度玄武岩浆提取后明显强的 LREE、LILE、RE 和 HFSE 富集特点,而山旺新生地幔则表现为较弱程度提取后相对弱的 LREE 等富集,说明在从古老地幔向新生地幔转变过程中存在相当于 SiO<sub>2</sub> 不饱和硅酸盐质碳酸岩的复杂熔/流体加入富集过程和后期玄武质熔体的提取亏损作用。由此看来,华北地块东部的中、新生代岩石圈减薄不是简单的软流圈抬升所引起的岩石圈厚度变小,而是伴随着新生地幔物质对古老地幔的置换过程:一方面,地幔流体介质对古老岩石圈地幔的长期交代作用降低橄榄岩的固相线;另一方面,加之可能由于华北地块早中生代时受扬子地块碰撞<sup>[23]</sup>的地幔热扰动影响和软流圈上涌抬升,促使克拉通岩石圈地幔熔融。所熔融出来的基性岩浆主要垫托在地下壳底部,形成壳—幔过渡带并实现大规模的壳—幔物质交换,并为上覆岩石圈提供了大规模的物质和热。第三纪以后的热沉降使抬升的软流圈物质冷却垫托在岩石圈底部构成新增生的岩石圈,实现古

老地幔向新生“大洋”型地幔的转变。这可较好地解释为什么华北地块东部在中生代时巨量花岗岩、大型盆地和大型矿床形成与富集的深部背景。

## 5 结论

华北地块东部代表古老岩石圈的鹤壁克拉通型地幔和代表新生岩石圈的山旺“大洋型”地幔分别经历了15%~20%和1%~5%的地幔熔融。它们都遭受着成分上类似于SiO<sub>2</sub>不饱和的硅酸盐质碳酸岩熔/流体的交代改造作用,其中前者明显强于后者。地幔熔/流体长期对古老岩石圈地幔所进行的交代作用降低了橄榄岩的固相线,特别是由于早中生代时受扬子地块碰撞的地幔热扰动和软流圈上涌影响,促使克拉通岩石圈地幔熔融。所融出的基性岩浆主要垫托在地壳底部,形成壳—幔过渡带并实现大规模的壳—幔物质交换。第三纪以后的热沉降使抬升的软流圈物质冷却垫托在岩石圈底部构成新增生的岩石圈,实现古老地幔向新生“大洋”型地幔的转变。因此,发生于华北地块东部的中、新生代(相对于古生代)岩石圈减薄不是简单的软流圈抬升所引起的岩石圈厚度变小,而是伴随着新生地幔物质对古老地幔的置换过程。

致谢:全岩和单矿物主元素分别是XRF和电子探针分析结果,微量元素分别由溶液ICPMS和激光ICPMS分析获得。它们都在澳大利亚大陆岩石圈地球化学与成矿作用研究中心完成。感谢Griffin教授、张明博士和张宏福研究员的帮助!

## 参考文献:

[1] Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Paleozoic and Cenozoic lithoprobe and the loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China [J]. Geol Soc Spec Pub, 1993, 76: 71—81.

[2] 徐义刚. 岩石圈的热—机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1999, 18(1): 1—5.

XU Y G. Roles of thermal-mechanic and chemical erosion in continental lithospheric thinning [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 1999, 18(1): 1—5.

[3] 郑建平. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1999. 126.

ZHENG J P. Mesozoic-Cenozoic mantle replacement and lithospheric thinning beneath the eastern China [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1999.

126.

[4] 路凤香, 郑建平. 华北地台古生代岩石圈地幔特征及深部过程[A]. 见: 池际尚, 路凤香. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征[C]. 北京: 科学出版社, 1996.

LU F X, ZHENG J P. Palaeozoic nature and deep processes of lithospheric mantle beneath North China [A]. In: CHI J S, LU F X, eds. Kimberlites and Palaeozoic mantle beneath North China platform [C]. Beijing: Science Press, 1996.

[5] Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Nature and evolution of Cenozoic lithospheric mantle beneath Shandong peninsula, North China block [J]. International Geology Review, 1998, 40(6): 471—499.

[6] Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Genesis of young lithospheric mantle in SE China: a Lam-ICPMS study [J]. J Petrol, 1999, 40: 111—148.

[7] Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Relics of the Archean mantle beneath eastern part of the North China block and its significance in lithospheric evolution [J]. Lithos, 1999, (57): 43—66.

[8] 袁学诚. 岩石圈地球物理构造格架图[M]. 北京: 地质出版社, 1996.

YUAN X C. Maps of geophysical from China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996.

[9] Wang J Y, Chen M X, Wang J A, et al. On the evolution of geothermal regime of North China basin [J]. Journal of Geodynamics, 1985, (4): 133—148.

[10] Xu J W, Zhu G. Tectonic models of the Tanlu fault zone, eastern China [J]. International Geology Review, 1994, 36: 771—784.

[11] Deer W A, Howie R A, Zussman J. Rock-forming minerals [M]. London: Geological Society, 1997.

[12] McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth [J]. Chem Geol, 1995, 120: 223—253.

[13] Johnson K T M, Dick H J B, Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopside in abyssal peridotites [J]. J Geophys Res, 1990, 95: 2661—2678.

[14] Norman M D. Melting and metasomatism in the continental lithosphere; laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia [J]. Contrib Mineral Petrol, 1998, 130: 240—255.

[15] Yaxley G M, Green D H, Kamenetsky V. Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere [J]. J Petrol, 1998, 39: 1917—1930.

[16] Stalder R, Foley S F, Brey G P, et al. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900—1200 °C

- and 3.0–5.7 GPa: new experimental implications for mantle metasomatism [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62: 1781–1801.
- [17] Zangana N A, Downes H, Thirlwall M F, et al. Geochemical variation in peridotite xenoliths and their constituent clinopyroxenes from Ray Pic (French Massif Central): implications for the composition of the shallow lithospheric mantle [J]. *Chem Geol*, 1999, 153: 11–35.
- [18] Blusztajn J, Shimizu N. Trace-element variations in clinopyroxenes from spinel peridotite xenoliths from southwest Poland [J]. *Chemical Geology*, 1994, 111: 227–243.
- [19] Meen J K. Mantle metasomatism and carbonates: an experimental study of a complex relationship [J]. *Geol Soc Am (Spec Pap)*, 1987, 215: 91–100.
- [20] Eggler D H. Solubility of major and trace elements in mantle metasomatic fluids: experimental constraints [A]. In: Menzies M A, Hawkesworth C J, eds. *Mantle metasomatism* [C]. London: London Academic Press, 1992. 21–41.
- [21] Watson E B, Brenan J M. Fluids in lithosphere, 1. Experimentally determined wetting characteristics of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluids and the implications for fluid transport, host-rock physical properties and fluid inclusion information [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1987, 85: 497–515.
- [22] Zinngrabe E, Foley S F. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1995, 122: 79–96.
- [23] Li S G, Xiao Y, Liou D, et al. Collision of the North China and Yangtze blocks and formation of coesite-bearing eclogites: timing and processes [J]. *Chemical Geology*, 1993, 109: 89–111.

## Mantle Replacement: Evidence from Comparison in Trace Elements between Peridotite and Diopside from Refractory and Fertile Mantle, North China

ZHENG Jian-ping<sup>1</sup>, LU Feng-xiang<sup>1</sup>, YU Chun-mei<sup>1</sup>, O'Reilly S Y<sup>2</sup>

(1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 2. Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney NSW2109)

**Abstract:** In the eastern part of the North China block, the refractory peridotite xenoliths in Cenozoic Hebi basalts (Henan Province) are regarded as the shallow relics of the cratonic mantle; while the fertile peridotite xenoliths in Cenozoic Shanwang basalts (Shandong Province) are regarded as the newly accreted mantle. In this paper, a comparison is made between the major and trace elements of the whole rocks and the major elements of the component minerals and the trace elements of the diopsides. The results show that Hebi “cratonic” peridotites and Shanwang “oceanic” ones, respectively, represent the products of 15%–25% and 1%–5% of fractional melting for the primary mantle. These products were metasomated by the silicate carbonatite melt. The mantle metasomatism in the former is stronger than that in the latter. The solidus temperature of the cratonic lithospheric peridotite fell due to the long-term metasomatism of the mantle molten/fluid bodies. The melt underplated at the basement of the lower crust, created the crust-mantle transition zone and resulting in the huge heat and material exchange. The ensuing decreased temperature after Eogene period resulted in the uplifted asthenospheric cooling and underplating at the lithospheric basement for the newly accreted lithosphere. Therefore, the Mesozoic-Cenozoic (relative to Paleozoic) lithospheric thinning did not initiate the simple decrease in lithospheric thickness arising from the asthenospheric upwelling. Instead, this thinning created the replacement process of the accompanying cratonic mantle by the newly accreted one.

**Key words:** trace element; refractory peridotite; fertile peridotite; mantle replacement; North China block.