河北阳原幔源包体的 Sr-Nd 同位素特征指示华北克拉通中部存在 EMI 型古老富集地幔

马金龙 徐义刚*

(中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640; 中国科学院研究生院, 北京 100049.)

* 联系人, E-mail: yigangxu@gig.ac.cn

摘要 位于太行山重力梯度带西侧的河北阳原第三纪碱性玄武岩中产有大量幔源包体, 包括二辉橄榄岩、方辉橄榄岩和辉石岩。在橄榄石含量-橄榄石成分图解上, 阳原橄榄岩偏离大洋趋势线, 多数落在太古宙和元古宙地幔范围; 部分富集LREE的样品具有EMI型的Sr-Nd同位素特征($\epsilon_{\text{Nd}} = -6.9 \sim -10.6$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7044 \sim 0.7047$), 而另一些富集LREE的样品的 ϵ_{Nd} 值(+5.7)与亏损LREE的样品相类似。这说明阳原上地幔经历了多期地幔交代作用。由于EMI型同位素组成常见于典型古老克拉通下岩石圈地幔, 因此阳原包体为华北西部存在古老岩石圈地幔提供了新的证据。

关键词 幔源包体 Sr-Nd 同位素 EMI 河北阳原 华北西部

近年来的研究表明, 华北中生代岩石圈减薄作用在时空上是不均一的。华北太行山重力梯度带以西地区的岩石圈减薄可能要晚于华北东部^[1-3]。新生代以来, 华北东部岩石圈处于增生时期, 而西部仍处于岩石圈减薄阶段。如果热机械侵蚀是华北岩石圈减薄的主要机制^[4], 并且假定中生代减薄以前华北岩石圈都是古老地幔的话, 那么可以推测现今华北东部是古老地幔残余和新增生地幔的混合, 而西部岩石圈地幔为古老地幔残余^[3]。作为岩石圈地幔的直接样品, 地幔橄榄岩包体的研究是验证上述推测的有效方法之一。Zheng等^[5]在研究位于大兴安岭-太行山重力梯度带上的河南鹤壁包体时, 根据橄榄石模式含量和橄榄石成分图解认为该地部分样品代表了华北古老克拉通岩石圈地幔的残余。Gao等^[6]的Re-Os同位素研究表明位于华北西部的汉诺坝橄榄岩包体的年龄为元古代, 而位于华北东部的栖霞橄榄岩包体具有现代年龄值。这些成果暗示, 重力梯度带以西地区是寻找华北古老岩石圈地幔(残余)的理想地区。

本文报道了位于重力梯度带西侧河北阳原第三纪碱性玄武岩中的橄榄岩包体的主、微量元素含量和Sr-Nd同位素组成。其中一些样品显示了少见的EMI型同位素组成, 而且样品的 ϵ_{Nd} 值与平衡温度显示了一定的相关性, 从而为探讨华北西部地幔交代作用和岩石圈地幔结构提供了重要线索。

1 样品及分析方法

阳原橄榄岩包体包括尖晶石二辉橄榄岩, 尖晶石方辉橄榄岩和少量辉石岩。矿物含量的变化范围为: 橄榄石(ol 62%~83%), 斜方辉石(Opx 14%~30%), 单斜辉石(Cpx 0.9%~10%)和尖晶石(Sp 0.3%~2.1%)。包体的结构以残斑结构为主, 未见典型的原生粒状结构和粒状变晶结构, 矿物颗粒大小为1~4 mm。

主微量元素和Sr, Nd同位素的分析测试均在中国科学院同位素年代学和地球化学重点实验室完成。主量元素分析是在Varian VistaPro型电感耦合等离子体发射光谱(ICP-AES)上完成, 微量元素的分析则在PE Elan 6000型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)完成。主量元素的分析精度优于1%, 微量元素的分析精度大都好于5%。具体分析方法详见文献^[7-9]。选做Sr, Nd同位素分析的样品采用HF+HNO₃混合酸溶解, 用专用阳离子交换技术进行分离。同位素比值的测定是在MicroMass ISOPROBE型多接收电感耦合等离子体质谱(MC-ICPMS)上进行的。Sr同位素以国际标准NBS987和本实验室标准Sr-GIG进行监控, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 标准化, 详细分析方法见韦刚健等^[10]。Nd同位素以国际标准JNdi-1和实验室标准Nd-GIG进行监控, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 标准化, 详见梁细荣等^[11]。Sr, Nd同位素分析精度好于0.002%。主、微量元素和同位素分析数据列于表1。

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2006-51-10-1190>

表 1 河北阳原幔原包体的矿物含量, 平衡温度和单斜辉石的微量元素($\mu\text{g/g}$)含量及 Sr-Nd 同位素组成

	二辉橄榄岩					方辉橄榄岩				
	YYB-3	YYB-4	YYB-6	YYB-8	YYB-10	YYB-1	YYB-2	YYB-5	YYB-7	YYB-9
OL	57.6	56.9	58.9	57.8	60.8	81.3	64.5	66.9	71.5	64.8
CPX	7.0	6.4	7.1	6.7	8.4	1.2	1.8	2.1	0.6	1.4
OPX	32.9	35.0	31.1	31.6	27.5	16.3	31.4	29.0	25.7	31.4
SP	1.2	0.8	1.5	1.2	1.0	3.4	0.9	0.7	0.2	1.6
$T/^\circ\text{C}$ ^{a)}	872	1079	1092	1022	1113	1040		832	1103	983
Mg#ol	91.1	91.9	90.9	91.3	91.4	91.6	91.8	91.0	91.8	91.9
Cr#sp	0.18	0.22	0.15	0.17	0.19	0.58	0.31	0.23	0.36	0.56
Sc	75.0	114.5	55.7	150.1	53.9	77.8	73.6	75.9	63.9	62.3
Ti	1220	1759	2738	2361	2044	400	1086	1733	888	143
V	246	272.6	238.4	294.1	223.7	219.5	229.1	231.9	230.6	150.7
Cr	5567	8332	5718	8994	6451	8765	8319	6769	9186	5044
Co	20.3	25.7	24.5	22.9	24.5	25.3	22.8	19.8	23.6	25.3
Ni	322.6	382.1	377.5	333.3	391.7	396.6	370.4	309.4	374.8	418.7
Rb	0.16	0.57	0.06	0.27	0.20	0.56	0.13	0.07	0.09	0.16
Sr	101.1	97.2	66.4	290.8	54.5	269.8	43.6	75.5	89.0	158.7
Y	15.54	17.5	19.2	25.6	17.3	5.18	9.03	11.0	9.99	1.68
Zr	41.36	27.7	33.7	39.1	22.6	28.1	16.3	14.8	19.2	7.22
Nb	1.05	1.08	0.48	3.87	0.94	2.53	0.50	0.52	1.00	1.69
Ba	2.56	7.22	1.89	6.14	2.40	2.87	1.48	1.08	5.05	3.80
La	6.23	1.41	1.11	4.50	0.84	13.7	0.65	1.53	1.83	30.1
Ce	19.1	4.31	3.91	9.01	2.55	30.51	2.05	4.87	4.82	33.17
Pr	2.94	0.79	0.79	1.29	0.46	3.80	0.41	0.86	0.80	1.86
Nd	12.67	4.49	4.59	6.48	3.07	15.09	2.49	4.53	4.29	5.20
Sm	2.34	1.50	1.73	2.12	1.36	2.67	0.90	1.33	1.35	0.65
Eu	0.72	0.63	0.71	0.89	0.57	0.83	0.36	0.49	0.48	0.15
Gd	2.28	2.30	2.69	3.28	2.29	2.06	1.23	1.71	1.63	0.43
Tb	0.41	0.44	0.52	0.64	0.46	0.29	0.23	0.29	0.28	0.06
Dy	2.72	3.00	3.47	4.19	3.16	1.33	1.55	1.96	1.85	0.32
Ho	0.56	0.61	0.71	0.91	0.65	0.20	0.31	0.40	0.36	0.06
Er	1.58	1.76	1.99	2.50	1.81	0.41	0.86	1.09	1.01	0.17
Tm	0.23	0.26	0.29	0.38	0.25	0.05	0.13	0.17	0.15	0.03
Yb	1.57	1.65	1.88	2.49	1.64	0.34	0.88	1.07	0.95	0.19
Lu	0.24	0.25	0.29	0.39	0.26	0.05	0.14	0.18	0.15	0.03
Hf	0.64	1.04	1.36	1.44	0.98	0.46	0.52	0.59	0.57	0.20
Ta	0.11	0.11	0.05	0.28	0.04	0.19	0.04	0.06	0.06	0.07
Pb	0.46	0.33	0.28	0.49	0.60	0.88	0.30	0.46	1.73	0.46
Th	0.16	0.08	0.04	0.76	0.09	1.16	0.05	0.05	0.11	8.72
U	0.05	0.02	0.01	0.12	0.02	0.26	0.01	0.01	0.03	1.02
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704430 $\pm$ 15	0.703234 $\pm$ 18	0.703266 $\pm$ 11	0.704708 $\pm$ 17		0.703400 $\pm$ 15		0.704282 $\pm$ 14		0.704710 $\pm$ 14
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512077 $\pm$ 9	0.513019 $\pm$ 13	0.513102 $\pm$ 14	0.513056 $\pm$ 10		0.512910 $\pm$ 9		0.512695 $\pm$ 10		0.512260 $\pm$ 13
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$	0.704435	0.703227	0.703265	0.704707		0.703398		0.704281		0.704708
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-10.63	7.41	8.94	8.14		5.65		1.18		-6.91

a) 平衡温度是根据 Brey 等的 Ca-in Opx 温度计计算获得

2 分析结果

阳原橄榄岩包体的MgO与 Al_2O_3 , CaO, Na_2O , TiO_2 成负相关关系, 与世界范围橄榄岩的化学成分变化一致, 说明主量元素组成主要受部分熔融过程所控制. 同二辉橄榄岩相比, 方辉橄榄岩的MgO较高, 而 Al_2O_3 , CaO, Na_2O , TiO_2 等玄武质组分含量较低, 反映出方辉橄榄岩所经历的部分熔融程度较大(表1). 矿物组成也显示了同样的成分特征, 例如, 二辉橄榄岩中尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 为0.15~0.22, 低于方辉橄榄岩中尖晶石的相应值(0.23~0.58). 由于 $\text{Cr}^\#_{\text{sp}}$ 与地幔部分熔融程度成正比, 这暗示方辉橄榄岩的熔体抽

取程度要大于二辉橄榄岩. 采用Brey等^[12]的Ca-inOpx温度计获得橄榄岩包体的平衡温度为916~1050. 方辉橄榄岩和二辉橄榄岩温度的平衡温度没有明显的差别.

图1展示了阳原橄榄岩包体中单斜辉石的REE分布模式和微量元素蛛网图. 按照REE分布模式, 可将样品分成三类. 第一种类型以具平坦重稀土(HREE)分布 $[(\text{Ho}/\text{Yb})_n = 1.03 \sim 1.15]$ 和亏损LREE $[(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.34 \sim 0.58]$ 为特征. 自MREE到Rb, 随着元素不相容程度的增加, 标准化后元素含量逐渐降低, 形成平滑曲线. 有显著的Ti负异常, 但无Nb-Ta

图1 阳原包体中单斜辉石的稀土元素分布图和微量元素蛛网图

球粒陨石和原始地幔数据引自文献^[13]

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/CSB2006-51-10-1190>

异常. 第二类以轻微的HREE分异为特征, 在Nd处形成最高点(YYB-5, 7), 亏损LILE. 这些样品有明显的Zr-Hf-Ti 负异常, 但无Nb-Ta异常(图 1(c), (d)). 第三类为LREE富集型 $[(La/Yb)_n = 2.7\sim 110]$, 具有明显的HFSE负异常(图 1(e), (f)).

阳原橄榄岩中单斜辉石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 介于 0.7029~0.7047 之间, 而 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 变化范围相对较大(0.5120~0.5131), 明显不同于寄主玄武岩的同位素组成(图 2(a)). 富集LREE的样品YYB-3和YYB-9的 ϵ_{Nd} 分别为-10.6 和-6.9, 但其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值只有中等程度的富集(0.7044~0.7047), 显示了EM1 型地幔的成分特征(图 2(a)). 另一个富集LREE的样品YYB-1 的 ϵ_{Nd} 为正值, 与亏损LREE样品的Nd同位素组成相似($\epsilon_{Nd} = 5\sim 8$). 具有第二类REE分配型式的样品值的 ϵ_{Nd} 值介于两者之间($\epsilon_{Nd} = 1.2$). 除样品YYB-3 以外, Cpx中Zr含量与 ϵ_{Nd} 值存在较好的正相关关系(图 2(b)).

图 2 阳原包体中单斜辉石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{143}Nd/^{144}Nd$ 图(a)和Zr- ϵ_{Nd} 图解(b)

DM为亏损地幔, EM1 为富集地幔, EM2 为富集地幔, 数据均引自文献[14]; 华北其他地区包体数据引自文献[15~17]; 阳原寄主岩的成分数据[18]

3 讨论

3.1 部分熔融过程

阳原包体中MgO与CaO, Al_2O_3 之间的负相关关系, 而与Ni, Co成正相关关系, 这些成分变化特点与中国东部新生代玄武岩中橄榄岩包体的成分趋势一致, 符合地幔熔融残余的解释. 近年来, 有关方辉橄榄岩的成因除部分熔融残余外, 还提出了玄武质岩浆与二辉橄榄岩反应的成因模式[19]. 但反应成因方辉橄榄岩的一些标志, 如过剩斜方辉石, 低Mg[#]和近水平的REE分配模式[19,20]未见于阳原方辉橄榄岩. 由此我们认为部分熔融是控制本区幔源橄榄岩主量元素变化的主要因素. 二辉橄榄岩和方辉橄榄岩的数据都落在了以尖晶石相二辉橄榄岩熔融源区采用分异熔融模型[21]计算获得的部分熔融趋势线上(图 3), 前者的部分熔融程度小于 5%, 而后者变化于 7%~20%之间.

图 3 尖晶石相地幔分异熔融曲线与阳原橄榄岩中单斜辉石的 Yb 和 Y 含量对比
分异熔融模型和REE分配系数数据[21], 原始地幔[13]

3.2 多期地幔交代作用

阳原一些样品具有富集LREE的特征, 说明本区上地幔经历了地幔交代作用. 其中二辉橄榄岩中单斜辉石的HREE大都呈平坦型分布模式, 不受LREE变化的影响, 符合色层柱交代模型的特点[22]. 样品YYB-3, YYB-9 富集LILE而亏损HFSE, 其 $\epsilon_{Nd} = -6.9 \sim -10.6$, 但 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 变化范围很小($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7044 \sim 0.7047$), (图 2(a)). 此外, 除个别样品外, Cpx中Zr含量与 ϵ_{Nd} 值之间的正相关关系(图 2(b))也与地幔交代作用有关. 这一特征可以用两种方案解释. () 地幔交代作用发生于很早的时候. 由于越亏损的样品所

经历的交代作用程度越高(即Sm/Nd 越低)^[23], 因此随着时间的推移和同位素衰变效应, 越亏损的样品(低Zr含量)的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 越低; () 交代作用发生在近期, 但交代物质本身具有低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值, 图 2(b)中正相关关系可能与交代-混合作用有关。

要明确区分这两种可能性并不容易, 但我们认为具有特殊低 ϵ_{Nd} 的交代介质的可能性不大, 因为样品YYB-1 中单斜辉石的微量元素分布特征与YYB-3 和YYB-9 十分相似(图 1(f)), 但其 ϵ_{Nd} 为+5.7, 不同于另两个样品的负 ϵ_{Nd} 值, 而与同一地区亏损LREE样品的Nd同位素比值相似。另外, YYB-3 偏离正相关关系也与混合作用相矛盾。阳原幔源包体中的EM1 型同位素组成也不大可能与俯冲流体有关, 后者因具有较高的Rb/Sr而导致高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值。由此我们认为, 阳原包体中同样富集LREE的样品具有不同的 ϵ_{Nd} 值可能反映该地区上地幔至少经历了两期交代作用, 交代介质可能来自于软流圈经小程度部分熔融释放的小体积熔体^[24]。在上升过程中该熔体与地幔橄榄岩发生反应, 从而形成富集LILE亏损HFSE的微量元素特征^[25], 即具有低Sm/Nd 和低 Rb/Sr 比值。与YYB-3 和YYB-9 有关的地幔富集作用时间可能发生在较早, 以致低Sm/Nd 和低 Rb/Sr 比值有足够的时间经同位素衰变而形成EM1 型同位素组成。YYB-1 记录的交代作用则可能是较为近期的事, 因此虽然该样品同样具有低Sm/Nd 和低Rb/Sr 比值, 但因时间短其同位素组成未发生明显的变化, 而仍保持亏损的同位素组成。对不同期次的地幔交代作用发生时间的确定目前还没有很好的办法。不过, 要从YYB-1 现在的成分经同位素衰变至YYB-3 的 ϵ_{Nd} 组成至少需要 1200 Ma, 说明两期交代作用的时间间隔很长。值得指出的是, 有关阳原地区上地幔经历了古老交代作用的认识与该地区存在古老岩石圈地幔的观点(见下)是不矛盾的。

3.3 古老富集岩石圈地幔的证据

橄榄石(或斜方辉石)含量-橄榄石成分图解被广泛用于区分太古宙、元古宙和显生宙地幔(即大洋地幔)^[26,27]。大多数阳原橄榄岩包体偏离大洋趋势线而落在元古宙地幔和太古宙地幔范围内(图 4)。阳原橄榄岩包体的这一特征不同于中国东部新生代玄武岩中橄榄岩包体主体上符合大洋地幔趋势线^[17,28], 与该地区部分样品特有的EM1 型同位素组成相对应。阳原幔源包体中的EM1 型同位素组成明显不同于中

国东部新生代玄武岩中橄榄岩包体中常见亏损地幔同位素组成(图 2)。EM1 型同位素组成的幔源包体见于南非Kaapvaal克拉通金伯利岩^[29]和苏格兰outer hebris带^[30], 均被解释为是古老富集地幔的碎片。因此, 我们认为阳原幔源包体很可能来自于古老富集岩石圈地幔。大部分阳原橄榄岩样品的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 小于 0.12, 最低可达 0.110(Xu等, 未发表)。如此低的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 只有在产于南非Kaapvaal, 西伯利亚和北美的怀俄名等太古代克拉通的橄榄岩包体也有发现^[31], 从而进一步支持该地区存在晚太古代岩石圈地幔的观点。

图4 橄榄石(ol)含量对橄榄石中Fo含量图解
太古代地幔范围和太平洋地幔趋势线^[26]

当然, 有些阳原幔源包体落在MORB 和OIB的同位素范围, 但以下考虑使我们认为这些样品也不大可能是新生代时新增生的软流圈地幔。() 新增生的软流圈地幔一般具有饱满型主量元素组成和亏损LREE的稀土分布模式^[32], 而阳原橄榄岩包体的Cpx含量介于 8%~0.5%之间, 属于中等至强烈亏损的样品。() 山西盆地新生代岩浆由早第三纪期的碱性玄武岩演变到晚第三纪期的碱性玄武岩-拉斑玄武岩共存。实验岩石学结果显示, 拉斑玄武岩起源于地幔较浅位置(15~25 kbar), 经大程度部分熔融而形成的, 而碱性玄武岩则由深部地幔(> 30 kbar)经小程度部分熔融而成^[33]。因此华北西部新生代以来软流圈来源的岩浆熔融深度逐渐变浅^[3]。这与岩石圈减薄作用相吻合, 而没有显示岩石圈增生的证据;() 在图 4 中, 具有EM1 和亏损地幔同位素组成的样品均偏离

大洋趋势线. 另外, 亏损LREE和富集LREE的样品的Os同位素组成也没有明显的差别(Xu等, 未发表).

3.4 阳原地区岩石圈地幔的成分结构

图 5 显示, 方辉橄榄岩和二辉橄榄岩的平衡温度没有明显的差别, 而 ϵ_{Nd} 较低的样品通常具有较低的平衡温度(800~1000 $^{\circ}\text{C}$), 而 ϵ_{Nd} 较高的样品的平衡温度也相对较高(>1000 $^{\circ}\text{C}$). 虽然平衡温度差异的真正含义还不是十分清楚, 但目前流行的解释是平衡温度代表了橄榄岩包体在被玄武岩捕获之前的原位温度. 假定所研究的样品平衡于同一地温梯度, 那么平衡温度的高低与平衡压力是呈正比的, 温度的变化反映了包体的起源深度的变化^[34]. 因此, 图 5(b)中的负相关关系可能反映了研究区岩石圈地幔的分层结构, 即岩石圈地幔上部为EM1 型富集地幔, 而下部为亏损型地幔.

图 5 橄榄岩平衡温度与Cpx含量(a)和 ϵ_{Nd} (b)之间的相关关系

上述有关岩石圈成分结构的认识尚待进一步证实, 而且其形成机制也不十分清楚. 可以肯定的是它不可能是岩石圈减薄及随后的软流圈增生的结果, 即上部岩石圈地幔是古老岩石圈地幔的残余, 而下部地幔是近期新增生的软流圈地幔, 因为前面的论

述已经排除了新增生软流圈地幔的可能性. 另一方面, 单一的地幔减压上升过程会造成地幔熔融程度和深度之间的负相关关系^[23,35]. 这一关系在阳原包体中并不明显, 暗示研究区岩石圈地幔的形成可能是多阶段的.

致谢 本研究受中国科学院百人计划项目和国家自然科学基金项目(批准号: 49925308, 40421303)资助.

参 考 文 献

- 1 Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, et al. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, et al, eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Vol 27. Washington: Am Geophys Union Geodyn Ser, 1998. 107—126
- 2 Menzies M A, Xu Y G. Geodynamics of the North China Craton. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, et al, eds. Mantle dynamics and plate interactions in east Asia. Vol 27. Washington: Am Geophys Union Geodyn Ser, 1998. 155—165
- 3 Xu Y G, Chung S L, Ma J L, et al. Contrasting Cenozoic lithospheric evolution and architecture in western and eastern Sino-Korean Craton: Constraints from geochemistry of basalts and mantle xenoliths. J Geol, 2004, 112(5): 593—605[DOI]
- 4 徐义刚. 华北岩石圈减薄的时空不均一特征, 高校地质学报, 2004, 10(3): 324—331
- 5 Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Relict refractory mantle beneath the eastern North China Block: Significance for lithospheric evolution. Lithos, 2001, 57(1): 43—66[DOI]
- 6 Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, et al. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 2002, 198(3-4): 307—322[DOI]
- 7 李献华, 刘颖, 涂湘林, 等. 硅酸盐岩石化学组成的 ICP-AES 和 ICP-MS 准确测定: 酸溶与碱溶分解样品方法的对比. 地球化学, 2002, 31(3): 289—294
- 8 刘颖, 刘海臣, 李献华. 用 ICP-MS 准确测量岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, 1996, 25(6): 552—558
- 9 Xu Y G. Evidence for crustal components in mantle source and constraints on recycling mechanism: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. Chem Geol, 2002, 182(2-4): 301—322[DOI]
- 10 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 等. (LP)MC-ICPMS 方法精确测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成. 地球化学, 2002, 31(3): 295—299
- 11 梁细荣, 韦刚健, 李献华, 等. 利用 MC-ICPMS 快速精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 同位素比值. 岩矿测试, 2002, 21(4): 247—251
- 12 Brey G G, Kohler T. Geothermobarometry in 4-phase lherzolites II: New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. J Petrol, 1990, 31(6): 1353—1378
- 13 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts, eastern China: implications for mantle composition and process. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Vol 42. London: Geol Soc Spec, 1989. 313—345
- 14 Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics. An Rev Earth Planet

- Sci, 1986, 14: 493—571[DOI]
- 15 Song Y, Frey F A. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China: Implication for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 53(1): 97—113[DOI]
- 16 Tatsumoto M, Basu A R, Hang W K, et al. Sr, Nd and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 113(1): 107—128[DOI]
- 17 Fan W M, Zhang H F, Baker J, et al. On and off the North China craton: where is the Archean keel? *J Petrol*, 2000, 41(7): 933—950[DOI]
- 18 马金龙, 徐义刚. 河北阳原和山西大同新生代玄武岩的岩石地球化学特征: 华北地台西部深部地质过程初探. *地球化学*, 2004, 33(1): 75—88
- 19 Kelemen P B, Dick H J B, Quick J E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 1992, 358(6388): 635—641[DOI]
- 20 Xu Y G, Menzies M A, Thirlwall M F, et al. “Reactive” harzburgites from Huinan, NE China: products of lithosphere-asthenosphere interaction during lithospheric thinning? *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67(3): 487—505[DOI]
- 21 Johnson K T M, Dick H J B, Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotite. *J Geophys Res*, 1990, 95(B3): 2661—2678
- 22 Navon O, Stolper E. Geochemical consequence of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. *J Geol*, 1987, 95: 285—307
- 23 Frey F A, Green D H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochim Cosmochim Acta*, 1974, 38(7): 1023—1059
- 24 McKenzie D P. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 95(1): 53—72[DOI]
- 25 Bedini R M, Bodinier J L, Dautria J M, et al. Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: a case study from the Eastern African Rift. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 153(1): 67—83[DOI]
- 26 Boyd F R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 96(1): 15—26[DOI]
- 27 Menzies M A. Archean, Proterozoic, and Phanerozoic lithospheres. In: Menzies M A, ed. *Continental mantle*. London: Oxford Science Publications, 1990. 67—86
- 28 Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath eastern China: evidence, timing and mechanism. *Phys Chem Earth (A)*, 2001, 26(9-10): 747—757[DOI]
- 29 Richardson S H, Gurney J J, Erlank A J, et al. Origin of diamonds in old enriched mantle. *Nature*, 1984, 310(5974): 198—202[DOI]
- 30 Menzies M, Rogers N, Tindle A, et al. Metasomatic enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. In: Menzies M, Hawkesworth C J, eds. *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press, 1987. 313—361
- 31 Pearson D G, Canil D, Shirey S B. Mantle Samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. In: Holland H D, Turekin K K, eds. *Treatise of Geochemistry*, Oxford: Elsevier, 2003. 171—275
- 32 Stosch H G, Lugmair G W, Kovalenko V I. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. II: Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implication for the evolution of the sub-continental lithosphere. *Geochim Cosmochim Acta*, 1986, 50(12): 2601—2614[DOI]
- 33 Falloon T J, Green D H, Harton C J, et al. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis. *J Petrol*, 1988, 29(6): 1257—1282
- 34 O'Reilly S Y, Griffin W L. 4-D lithosphere mapping: methodology and examples. *Tectonophysics*, 1996, 262(1): 3—18[DOI]
- 35 Xu Y G, Sun M, Yan W, et al. Xenolith evidence for polybaric melting and stratification of the upper mantle beneath South China. *J Asian Earth Sci*, 2002, 20(8): 937—954[DOI]

(2005-12-19 收稿, 2006-23-21 接受)