

# Fe 同位素在地幔地球化学研究中的应用及进展

赵新苗<sup>1,2</sup>, 朱祥坤<sup>2</sup>, 张宏福<sup>1</sup>, 唐索寒<sup>2</sup>

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;  
2. 中国地质科学院地质研究所 国土资源部同位素地质重点实验室, 北京 100037)

**摘要:** 在总结不同地质储库中 Fe 同位素分布特征的基础上, 对 Fe 同位素在地幔地球化学研究中的应用进行了较为系统的评述。根据对华北新生代地幔包体 Fe 同位素研究最新进展和国际上已发表的有关数据, 总结了 Fe 同位素在地幔包体全岩及单矿物中的分布特征, 进一步确认了 Fe 同位素不均一性地幔中的存在, 探讨了导致这种不均一性的可能机理, 指出了 Fe 同位素在示踪地幔交代、部分熔融和氧逸度演化方面的潜力。

**关键词:** 铁同位素; MC-ICP-MS; 同位素分馏; 地幔地球化学

中图分类号: P597+.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2008)05-0435-06

## Applications of Fe isotopes to tracing mantle processes

ZHAO Xin-miao<sup>1,2</sup>, ZHU Xiang-kun<sup>2</sup>, ZHANG Hong-fu<sup>1</sup> and TANG Suo-han<sup>2</sup>

(1. State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2. Laboratory of Isotopic Geology, MLR, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

**Abstract:** On the basis of Fe isotope distribution in different reservoirs, the present situation of using Fe isotopes to trace mantle processes is reviewed in this paper. Data obtained from mantle xenoliths hosted in Cenozoic basalts of North China confirm the existence of Fe isotope heterogeneity in the mantle. According to the previous and new data available, the mechanism for Fe isotope fractionation in mantle rocks is also discussed. It is pointed out that Fe isotopes have important potentials in tracing such mantle processes as mantle metasomatism, partial melting, and evolution of oxygen fugacity.

**Key words:** Fe isotopes; MC-ICP-MS; isotope fractionation; mantle geochemistry

Fe 同位素地球化学是近年来蓬勃发展的一个新兴研究领域。由于 Fe 的原子量大, Fe 同位素间的质量差较 H、Li、B、O、S 等轻元素同位素的质量差要小得多, 早期测定的 Fe 同位素组成与分析误差在同一个数量级, 因而无法发现 Fe 同位素组成的真实变化。近年来, 由于同位素分析方法的改进和新一代多接收等离子质谱仪(MC-ICP-MS)的应用, 分析误差一般小于 0.03‰/amu (Belshaw *et al.*, 2000), 使得 Fe 同位素高精度测试成为可能, 从而大大开拓了 Fe 同位素的研究领域。开拓性的研究结果表明, Fe 同位素体系在地球化学、天体化学、环境科学等方面, 都有着广阔的应用前景 (Zhu *et al.*, 2000, 2001, 2002; Beard *et al.*, 2003a, 2003b; Beard

and Johnson, 2004a, 2004b; Williams *et al.*, 2004, 2005; Poitrasson *et al.*, 2004, 2005; Dauphas *et al.*, 2004, 2007; Rouxel *et al.*, 2005; Poitrasson and Freyrier, 2005; Weyer *et al.*, 2005; Schoenberg and Blanckenburg, 2006; Weyer and Ionov, 2007; Whitehouse and Fedo, 2007)。

Fe 在岩石圈中既为主要造岩矿物的组成元素, 又为重要的成矿元素。已有数据表明, 不同地区的地幔橄榄岩中 Fe 同位素组成存在差异, 可能与部分熔融、地幔交代以及地幔氧化还原状态有关, 然而该研究方向目前还处于数据的初步积累阶段, 对 Fe 同位素的分馏原理和规律的研究还没有形成具体和明确的体系。本文旨在介绍 Fe 同位素的可能分馏机制, 同

收稿日期: 2008-08-15; 修订日期: 2008-08-27

基金项目: 国家自然科学基金杰出青年基金资助项目(40325008)、国家自然科学基金重点资助项目(40534022)、国家自然科学基金资助项目(40473005)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2YW103)

作者简介: 赵新苗(1981-), 女, 博士后, 地球化学专业, E-mail: xinmiao312@mail.iggcas.ac.cn; 通讯作者: 朱祥坤, E-mail: xiangkun@cags.net.cn

时也探讨了其在地幔深部过程中的应用。

## 1 Fe 同位素分布的基本特征

Fe 有 4 个稳定同位素： $^{54}\text{Fe}$ 、 $^{56}\text{Fe}$ 、 $^{57}\text{Fe}$  和  $^{58}\text{Fe}$ 。由于  $^{58}\text{Fe}$  比较低的丰度值制约了其同位素研究中的应用，研究者一般报道  $^{54}\text{Fe}$ 、 $^{56}\text{Fe}$ 、 $^{57}\text{Fe}$  同位素值。目前对 Fe 同位素组成的表示方法尚未统一，国际上存在两种不同的表示方式： $\delta$ （千分偏差）和  $\epsilon$ （万分偏差）。Fe 同位素的  $\delta$  表达式为： $\delta^{56}\text{Fe} = [(^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{样品}} / (^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{标准}} - 1] \times 1000$ ， $\delta^{57}\text{Fe} = [(^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{样品}} / (^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{标准}} - 1] \times 1000$ 。由于在自然界中有些 Fe 同位素的变化比较小，相对于标准物质的千分偏差  $\delta$  值无法直观显示 Fe 同位素的变化，所以有时采用万分偏差  $\epsilon$  表示： $\epsilon^{56}\text{Fe} = [(^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{样品}} / (^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{标准}} - 1] \times 10000$ ， $\epsilon^{57}\text{Fe} = [(^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{样品}} / (^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{标准}} - 1] \times 10000$ 。

目前国际上通用的 Fe 同位素标准物质有两种，一是欧洲委员会参考物质及测量协会提供的 IRMM-014 (Taylor *et al.*, 1992)，二是火成岩标样，即 15 块地球火成岩和 5 块月球高钛玄武岩的平均值。两种标准物质间的换算关系为： $\delta^{56}\text{Fe}_{\text{火成岩}} = \delta^{56}\text{Fe}_{\text{IRMM014}} - 0.09\text{‰}$ ， $\delta^{57}\text{Fe}_{\text{火成岩}} = \delta^{57}\text{Fe}_{\text{IRMM014}} - 0.11\text{‰}$  (Beard *et al.*, 2003a)。本文所报道的数据均采用 IRMM-014 为标准。

目前发表了许多不同地质储库的 Fe 同位素数据，其变化见图 1。图 1 中 BIF 数据来源于 Johnson 等 (2003)、Dauphas 等 (2004, 2007)、Rouxel 等 (2005)、Frost 等 (2007)、Whitehouse 和 Fedd (2007)、李志红等 (2008)。Fe-Mn 结壳数据来源于 Zhu 等 (2000)、Levasseur 等 (2004)、Chu 等 (2006)。MOR 热液流体数据来源于 Sharama 等 (2001)、Beared 等 (2003b)，黑色页岩数据来源于 Beared 等 (2003a)、Matthews 等 (2004)、Rouxel 等 (2005)、Yamaguchi 等 (2005)。热液矿床数据来源于 Graham 等 (2004)、Markl 等 (2006)、现代海洋和河流沉积物数据来源于 Beared 等 (2003b)、黄土、风化物质和土壤数据来源于 Zhu 等 (2001)、Beared 等 (2003b)、橄欖岩及其单矿物数据来源于 Zhu 等 (2002)、Beared 等 (2003a)、Beard 和 Johnson (2004)、Williams 等 (2004, 2005)、Poitrasson 和 Freydie (2005)、Schoenberg 和 von Blanckenburg (2006)、Weyer 等 (2005, 2007)、火成岩数据来源于 Beared 等 (2003b)、Poitrasson 等 (2004)、Poitrasson 和 Freydie (2005)、Dauphas 等 (2004, 2007)、Schoenberg 和 von Blanckenburg (2006)、Weyer 等 (2005)、Weyer 和 Ionov (2007)、月球、火星和 Vesta 4 球粒陨石数据来源于 Poitrasson 等 (2004)、Weyer 等 (2005)、球粒陨石和铁陨石数据来源于 Zhu 等 (2001)、Poitrasson 等 (2005)、Weyer 等 (2005)、Schoenberg 和 von Blanckenburg (2006)。已有的 Fe 同位素研究发现不同行星物质的 Fe 同位素组成存在质量分馏 (Zhu *et al.*, 2001; Poitrasson *et al.*, 2004, 2005)。Zhu 等 (2001) 对不同类型的陨石样品研究发现 Fe 同位素存在较大的变化 ( $\delta^{57}\text{Fe} = -8.8 \sim 9.3$ )，其中碳

质球粒陨石的变化范围为  $\delta^{57}\text{Fe} = -8.8 \sim 9.3$ ；普通球粒陨石变化范围为  $\delta^{57}\text{Fe} = -6.5 \sim 6$ ；陨石中球粒和基质的 Fe 同位素组成存在明显差异；不含球粒陨石和石陨石显示较小的变化范围  $\delta^{57}\text{Fe} = -2.5 \sim 2.1$ ；铁陨石的 Fe 同位素组成较均一  $\delta^{57}\text{Fe} = 0.6 \sim 2.3$ 。Poitrasson 等 (2004) 对来自地球、月球、火星和 Vesta 行星物质 Fe 同位素的研究表明，月球火成岩 Fe 同位素组成平均值为  $\delta^{57}\text{Fe} = 2.06$ ；火星球粒陨石 Fe 同位素组成平均值为  $\delta^{57}\text{Fe} = 0.03$ ；地球物质 Fe 同位素组成平均值为  $\delta^{57}\text{Fe} = 1.05$ ；Vesta 行星体球粒陨石 Fe 同位素组成平均值为  $\delta^{57}\text{Fe} = 0.31$ 。他们发现，地球和月球物质 Fe 同位素组成总体比火星和 Vesta 星体的球粒陨石的 Fe 同位素组成富集 Fe 的重同位素，并认为可能是由于在这些行星形成的早期发生部分气化或者熔融分异过程引起的动力学分馏使得轻的 Fe 挥发，导致地球和月球相对于其他星体富集重 Fe 同位素。在太阳系和行星演化历史中，石陨石中金属相与硅酸盐之间的分异是一普遍存在的过程。金属相与硅酸盐之间可以产生显著的 Fe 同位素分馏使得  $^{57}\text{Fe}$  在金属相中相对富集 (Zhu *et al.*, 2002; Poitrasson *et al.*, 2005)。深入研究这一分馏有可能为解读宇宙与行星演化过程和机理提供新的证据和线索。

对不同构造背景、不同地区和时间火成岩 Fe 同位素研究表明，岩浆岩的 Fe 同位素组成几乎相同， $\epsilon^{57}\text{Fe} \approx 1.5$  (Sharama *et al.*, 2001; Beared *et al.*, 2003a; Rouxel *et al.*, 2003; Dauphas *et al.*, 2004a; Poitrasson and Freydie, 2005; Schoenberg and von Blanckenburg, 2006)。Beared 等 (2003a) 对陆壳、洋壳物质的 Fe 同位素研究表明，这些物质的  $\delta^{57}\text{Fe} \approx 0$  并将其作为研究低温环境物质 Fe 同位素的基线。风化物质如黄土、土壤、大气悬浮物、河流沉积物和现代海洋沉积物的 Fe 同位素组成与火成岩的 Fe 同位素组成基本相同，因此认为风化、搬运、沉积和成岩作用没有使 Fe 同位素发生较大的分馏。

热液矿床和沉积岩中的 Fe 同位素组成变化比岩浆岩 Fe 同位素变化要大很多，热液矿床中的赤铁矿、菱铁矿及其硫化物矿床的 Fe 同位素变化为  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -25.8 \sim 13.5$ 。热液矿床和沉积岩中的 Fe 同位素组成变化主要受流体和沉淀历史决定 (Graham *et al.*, 2004; Markl *et al.*, 2006)。富含有机物的页岩  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  有着很宽的变化范围， $\epsilon^{57}\text{Fe} = -35.4 \sim 10.2$  (Matthews *et al.*, 2004; Rouxel *et al.*, 2005; Yamaguchi *et al.*, 2005)。前寒武纪条带状含铁建造 (BIF) 不但是全球最重要的铁矿资源，目前自然界中所测最大的 Fe 同位素变化也被保存在 BIF 中，其  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -51.8 \sim 34.5$  (Johnson *et al.*, 2003; Dauphas *et al.*, 2004; Rouxel *et al.*, 2005; Dauphas *et al.*, 2007; Whitehouse *et al.*, 2007; 李志红等, 2008)。

对大洋底的 Fe-Mn 结壳的同位素研究可以用来示踪不同时期进入海洋物源的变化，指示洋流运动方向和古海洋环境变迁历史，并已经取得了很大的进展。Fe-Mn 结壳的 Fe 同位素变化范围为  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -14.5 \sim 2$  (Zhu *et al.*, 2000; Levasseur *et al.*, 2004; Chu *et al.*, 2006)。Zhu 等 (2000) 通过对北大西洋 Fe-Mn 结壳的 Fe 同位素研究表明， $6 \sim 0$  Ma 期间  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -11.5$

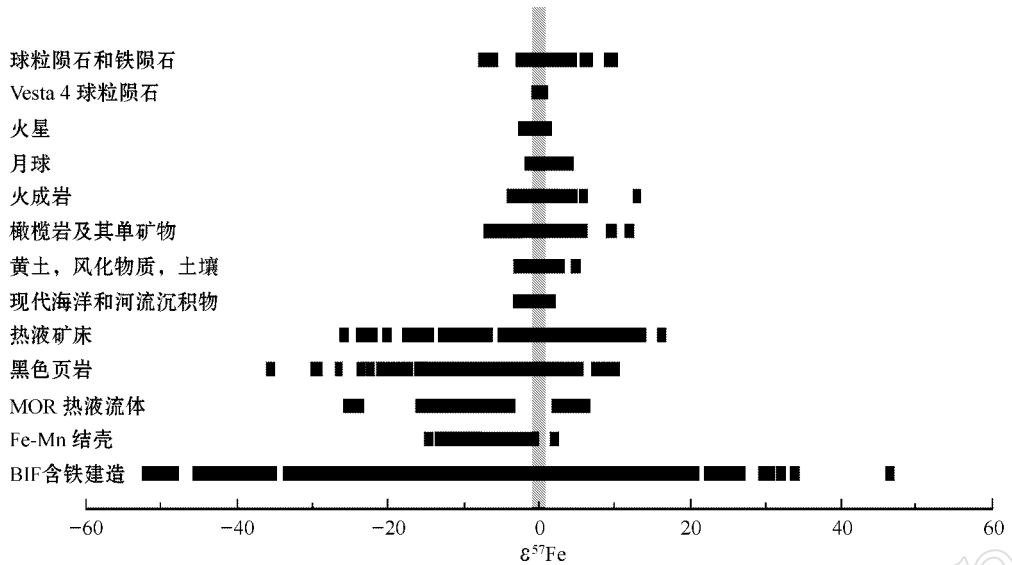


图 1 不同地质储库的 Fe 同位素变化

Fig. 1 Variation of Fe isotope composition in different reservoirs

~2, 其中 6~2 Ma 间  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  值变化小, 2~0 Ma  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  值变化大, 并且  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  值与  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值随时间的变化趋势极其相似, 表明 Fe 同位素与 Pb 同位素一样, 主要指示了这些元素来自大西洋周围地区物源区随时间的变化规律。研究还证实, Fe 同位素在由源区到沉淀的过程中受生物分馏作用的影响不明显, 不存在同位素的分馏。Levasseur 等 (2004) 对全球范围的 37 个 Fe-Mn 结壳样品的 Fe 同位素研究表明, Fe-Mn 结壳样品的 Fe 同位素组成为  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -11.9 \sim -0.7$ , Fe 同位素的组成不仅受到物源的影响, 而且受到周围环境的影响。Chu 等 (2006) 对太平洋 Fe-Mn 结壳的 Fe 同位素研究表明,  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -14.5 \sim -4.8$ , 指出 100 km 范围内的 Fe-Mn 结壳的同位素组成是不同的, 并认为 Fe-Mn 结壳中的物质来源可能为热液流体中的 Fe、河流中的溶解 Fe 和大陆架沉淀中的空隙水。

## 2 Fe 同位素在地幔地球化学中的应用

越来越多的研究表明, Fe 同位素分异不仅存在于自然低温环境中, 也存在于高温环境中 (Zhu *et al.*, 2001, 2002; Beard and Johnson, 2004a, 2004b; Williams *et al.*, 2004, 2005; Poitrasson and Freyrier, 2005; Schoenberg and von Blanckenburg, 2006; Weyer *et al.*, 2005; Weyer and Ionov, 2007)。Polygon 和 Mineev (2000) 根据穆斯堡尔谱学数据, 从理论推断, 在高级变质和岩浆温度下, 不同的含铁矿物间存在  $\epsilon^{57}\text{Fe} = 0 \sim 4$  左右的分异, 并且含  $\text{Fe}^{3+}$  的矿物比含  $\text{Fe}^{2+}$  的矿物倾向于富集重同位素。Zhu 等 (2002) 发现坦桑尼亚和加拿大 British Columbia 地幔橄榄岩捕虏体中共生矿物组合 Ol-Opx-Cpx-Amf (橄榄石-斜方辉石-单斜辉石-角闪石) 之间存在着明显的 Fe 同位素分馏, 并且  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  有  $\text{Ol} < \text{Opx} \approx \text{Cpx} <$

Amp 的特点。在石-铁陨石 (pallasite) 中, 相互平衡的橄榄石和金属矿物之间也存在着明显的 Fe 同位素分馏, 橄榄石的  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  值均低于 Fe-Ni 金属相, 分异值达 4 以上。这些结果表明岩石圈地幔中的 Fe 同位素在矿物尺度上是不均一的。另外与其他矿物相比, 地幔橄榄岩捕虏体中的角闪石具有明显重的 Fe 同位素组成。地幔捕虏体中角闪石是地幔交代作用的产物。这表明地幔交代作用有可能是 Fe 同位素分异的重要机制之一, 暗示 Fe 同位素在研究地幔交代与地幔富集作用方面有着重要的潜力 (Zhu *et al.*, 2002)。Beard 和 Johnson (2004a, 2004b) 对尖晶石相和石榴石相地幔橄榄岩 Fe 同位素研究表明, 在尖晶石相地幔橄榄岩中, 单斜辉石与橄榄石  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  的差值达 1.7, 并且单斜辉石与橄榄石间 Fe 同位素差异 ( $\Delta_{\text{Cpx-Opx}}$ ) 与单斜辉石和橄榄石的 Fe 同位素组成存在正相关关系, 指示该地幔橄榄岩遭受了开放体系的改造。石榴石相的地幔橄榄岩中石榴石与单斜辉石也存在 Fe 同位素分异, 二者的  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  差值达 3.5。因此他们认为地幔橄榄岩中一些单矿物间存在的铁同位素分异可能是由于地幔橄榄岩受到来自于洋壳物质交交流体的改造引起的。Williams 等 (2004, 2005) 通过对不同构造环境下产出的地幔橄榄岩和辉石岩 Fe 同位素研究发现不同地幔捕虏体的 Fe 同位素存在很大的变化, 不同矿物之间存在 Fe 同位素分馏。地幔橄榄岩的 Fe 同位素变化范围  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -5.6 \sim 3.7$ , 橄榄石 Fe 同位素变化范围  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -4.9 \sim 2.7$ , 斜方辉石 Fe 同位素变化范围  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -4.4 \sim 4.3$ , 单斜辉石 Fe 同位素变化范围  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -2.3 \sim 5.2$ , 尖晶石 Fe 同位素有着较大的变化范围  $\epsilon^{57}\text{Fe} = -5 \sim 12$ , 石榴石 Fe 同位素变化范围  $\epsilon^{57}\text{Fe} = 3.6 \sim 4$ , 角闪石 Fe 同位素组成  $\epsilon^{57}\text{Fe} = 5.8$ 。研究还发现尖晶石 Fe 同位素组成与  $\text{Cr}^{\#}$ 、地幔氧逸度  $f\text{O}_2$  之间存在负相关性, 进一步表明岩石圈地幔 Fe 同位素组成不均一, 不同矿物之间 Fe 同位素存在分馏,

且该同位素组成的分馏很可能受氧化还原状态的控制。Williams 等(2005)通过简单的部分熔融模拟计算认为,部分熔融过程不足以产生所测 Fe 同位素的变化范围,认为地幔橄榄岩矿物间的 Fe 同位素组成的变化是地幔深部过程如部分熔融和地幔交代作用共同作用的结果。Poitrasson 和 Freydie(2005)对玄武岩和花岗岩的 Fe 研究表明,玄武岩和花岗岩 Fe 同位素变化范围  $\epsilon^{57}\text{Fe}=0\sim 2.4$ ,高硅花岗岩( $\text{SiO}_2>71\%$ ,  $\text{MgO}<0.6\%$ )的  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  甚至可以达到 5.8,他们认为高硅花岗岩的 Fe 同位素分馏可能是由于晚期的岩浆流体从花岗岩熔体中脱溶过程引起的。Weyer 等(2005)、Weyer 和 Ionov(2007)研究发现地幔橄榄岩与玄武岩之间存在系统的 Fe 同位素组成的差别,总体上,地幔橄榄岩的铁同位素组成平均值  $\epsilon^{57}\text{Fe}=0.15$  比玄武岩的铁同位素组成平均值  $\epsilon^{57}\text{Fe}=1.65$  偏轻。同时,他们还发现大部分地幔橄榄岩的铁同位素组成与指示地幔部分熔融程度的  $\text{Mg}^\#$  存在明显的正相关性,认为部分熔融过程是地幔橄榄岩 Fe 同位素分馏的主要机制。

### 3 华北新生代玄武岩中地幔包体的 Fe 同位素研究进展

国外对地幔橄榄岩捕虏体 Fe 同位素的研究工作已取得了一定的进展,但 Fe 同位素在我国地幔橄榄岩捕虏体研究中的应用尚属空白。已有的地幔橄榄岩捕虏体和捕虏晶的岩石学、元素地球化学以及 Li 同位素研究表明华北中、新生代岩石圈地幔经历了多期不同性质的熔体的交代作用,即橄榄岩-熔体相互作用的影响(Zhang, 2005; 张宏福, 2006; Tang *et al.*, 2007)而且,岩石圈地幔橄榄岩如果受到来自微量元素和同位素亏损的软流圈的玄武质熔体强烈影响,这种橄榄岩-熔体在开放体系下的相互作用会造成与传统地幔交代作用完全相反的结果,即反应后的橄榄岩的微量元素和同位素趋于

亏损,亦能够造成全岩和橄榄石  $\text{Mg}^\#$  的降低。那么,Fe 同位素是否可能证实这一反应过程呢?基于此设想,我们选择了华北新生代玄武岩(汉诺坝)携带的地幔橄榄岩捕虏体进行 Fe 同位素的研究(Zhao *et al.*, 2006)。样品化学处理和 Fe 同位素化学在国土资源部同位素地质实验室完成,Fe 的化学分离用阴离子交换层析法进行(唐索寒等, 2006a, 2006b),Fe 同位素的测定在 Nu Plasma HR 型 MC-ICP-MS 完成(朱祥坤等, 2008)。

将本文橄榄岩捕虏体的 Fe 同位素数据与前人报道(Zhu *et al.*, 2002; Beared *et al.*, 2003a, 2004b; Poitrasson *et al.*, 2004; Williams *et al.*, 2004, 2005; Schoenberg and von Blanckenburg, 2006; Weyer *et al.*, 2005; Weyer and Ionov, 2007)的橄榄岩及其单矿物的 Fe 同位素组成进行对比,本文的橄榄岩捕虏体及其单矿物(图 2 中的黑色符号)的 Fe 同位素组成与前人报道的范围基本相同,并且汉诺坝橄榄岩捕虏体中单斜辉石的变化范围比较小(图 2)。研究结果进一步证实了 Fe 同位素在岩石圈地幔橄榄岩捕虏体的矿物间存在分馏,并且不同样品间的 Fe 同位素组成存在差异。在硅酸盐矿物中,Fe 同位素组成总体上为  $\text{Ol}<\text{Opx}<\text{Cpx}$ 。另外,尖晶石中 Fe 同位素具有较大的变化范围(图 3)。图 3 中数据来源于 Zhu 等(2001, 2002)、Beard 和 Johnson(2004)、Williams 等(2004, 2005)、Poitrasson 等(2004, 2005)、Poitrasson 和 Freydie(2005)、Schoenberg 和 von Blanckenburg(2006)、Weyer 等(2005)、Weyer 和 Ionov(2007)、Zhao 等(2006)、赵新苗(2008)。华北克拉通地幔橄榄岩捕虏体的单斜辉石和橄榄石矿物对之间以及橄榄石和尖晶石之间 Fe 同位素接近平衡,其余矿物对之间 Fe 同位素均没有达到平衡。这预示橄榄石和尖晶石更容易受开放体系改造。华北克拉通地区地幔橄榄岩捕虏体及其矿物的 Fe 同位素与地幔氧逸度( $\Delta\log f\text{O}_2$ )以及单斜辉石微量元素比( $\text{La}/\text{Yb}$ )和( $\text{La}/\text{Sm}$ )分别具有负的相

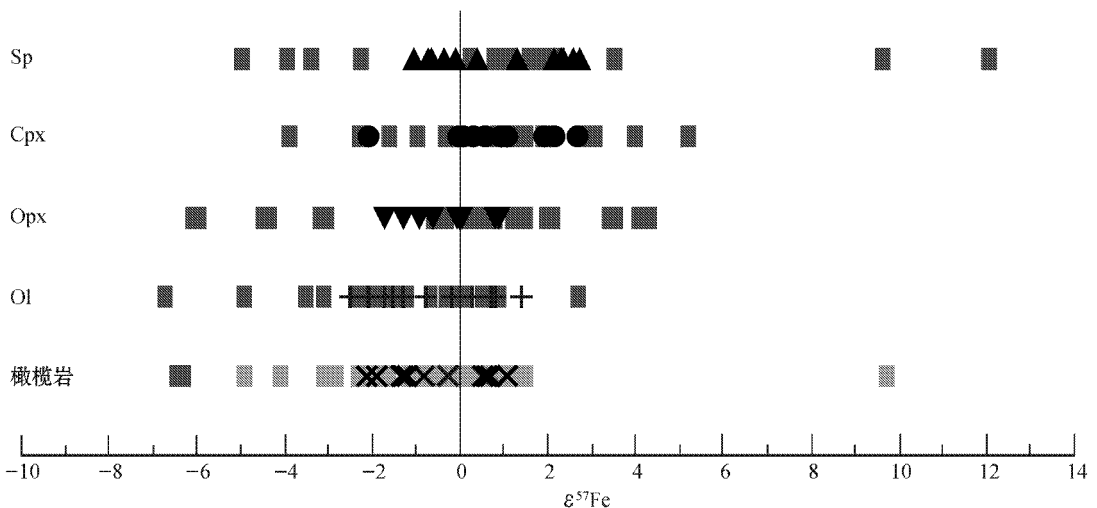


图 2 橄榄岩捕虏体 Fe 同位素与前人报道橄榄岩捕虏体 Fe 同位素数据对比(浅灰色阴影部分代表前人报道的橄榄岩及其单矿物捕虏体 Fe 同位素数据)

Fig. 2 Comparison  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  isotope variation in minerals of Hannuoba peridotites with that Fe isotopes in literature (The grey bands represent Fe isotopes from the literature, whereas the black signs are sample in this study)

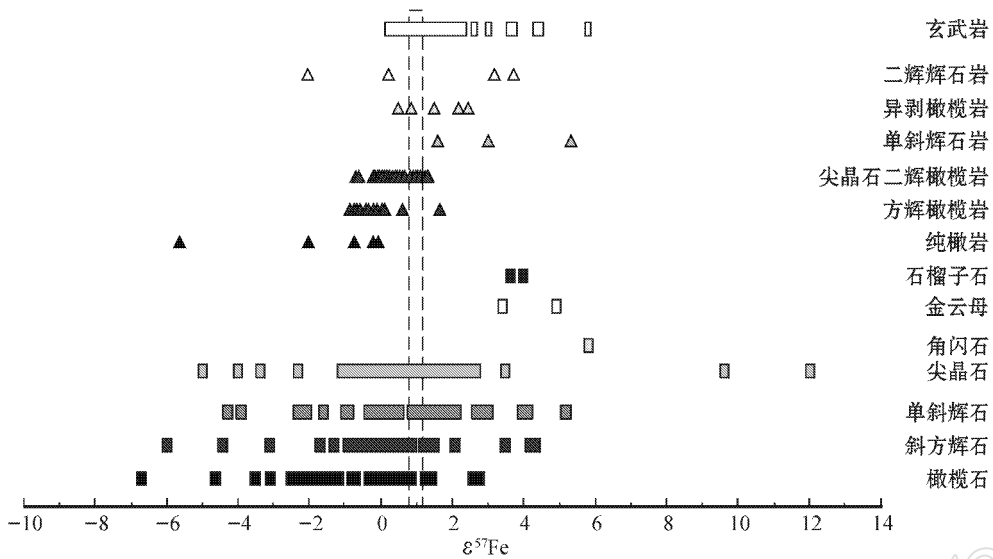


图3 火成岩及其地幔橄榄岩单矿物的铁同位素组成

Fig. 3 Variation of Fe isotope composition in igneous rocks and minerals of mantle xenoliths

关性,表明 Fe 同位素组成变化主要与橄榄岩熔体相互反应有关(赵新苗 2008)。

目前已初步积累了关于地球上火成岩、地幔捕虏体及其单矿物的 Fe 同位素组成数据(图3)。对于硅酸盐单矿物而言,Ol-Opx-Cpx-Grt-Phl-Amp 之间存在着明显的 Fe 同位素分馏,并且  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  有  $\text{Ol} < \text{Opx} \approx \text{Cpx} < \text{Grt} < \text{Phl} < \text{Amp}$  的特点。金云母、角闪石等地幔交代矿物呈现 Fe 的重同位素富集,暗示地幔交代作用是导致地幔 Fe 同位素成分变化的重要因素。尖晶石的 Fe 同位素组成具有较大的变化范围,  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  值为  $-5 \sim 12$ , 并且尖晶石的 Fe 同位素变化与氧逸度成明显的相关性,指示尖晶石的 Fe 同位素可以用来反映地幔氧化还原状态。对于地幔橄榄岩捕虏体而言,  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  有纯橄岩 < 方辉橄榄岩 < 尖晶石二辉橄榄岩 < 异剥橄榄岩 < 单斜辉石岩的特点,岩石中 Fe 同位素的组成与橄榄石在不同捕虏体中的含量有关,橄榄石的含量越高,  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  偏轻,辉石的含量越高,  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  同位素组成偏重。火成岩和地幔橄榄岩捕虏体 Fe 同位素也存在差别。总体而言,地幔橄榄岩捕虏体的平均  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  同位素组成 ( $-0.2$ ) 比玄武岩 ( $1.3$ ) 和花岗岩 ( $2.5$ ) 的  $\epsilon^{57}\text{Fe}$  平均同位素组成总体偏轻。玄武岩是地幔橄榄岩部分熔融的产物,而玄武岩却具有比地幔橄榄岩较重的 Fe 同位素组成,表明熔体具有较重的 Fe 同位素组成。

以上研究表明,地幔交代作用或者橄榄岩与熔体的反应过程具有使 Fe 同位素富集的重 Fe 同位素趋势。地幔橄榄岩的铁同位素组成变化很可能受地幔深部过程——地幔交代、部分熔融等深部过程的控制。因此,Fe 同位素有可能作为一种新的地幔地球化学示踪剂。

## References

Beard B L and Johnson C M. 2004a. Fe isotope variations in the modern and ancient earth and other planetary bodies [ J ]. *Rev. Mineral.*

*Geochem.*, 55 : 319 ~ 357.

Beard B L and Johnson C M. 2004b. Inter-mineral Fe isotope variations in mantle-derived rocks and implications for the Fe geochemical cycle [ J ]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68 : 4 727 ~ 4 743.

Beard B L, Johnson C M, Skulan J L, et al. 2003a. Application of Fe isotopes to tracing the geochemical and biological cycling of Fe [ J ]. *Chem. Geol.*, 195 : 87 ~ 117.

Beard B L, Johnson C M, Von Damm K L, et al. 2003b. Iron isotope constraints on Fe cycling and mass balance in the oxygenated earth oceans [ J ]. *Geology*, 31 : 629 ~ 632.

Belshaw N S, Zhu X K, Guo Y, et al. 2000. High precision measurement of iron isotopes by plasma source mass spectrometry [ J ]. *Int. J. Mass. Spectrom. Ion Phys.*, 197 : 191 ~ 195.

Chu N C, Johnson C M, Beard B L, et al. 2006. Evidence for hydrothermal venting in Fe isotope compositions of the deep Pacific Ocean through time [ J ]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 245 : 202 ~ 217.

Dauphas N, Cates N, Mojzsis S L, et al. 2007. Identification of chemical sedimentary protoliths using iron isotopes in the > 3 750 Ma Nuvvuagittuq supracrustal belt, Canada [ J ]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 254 : 358 ~ 376.

Dauphas N, van Zuilen M, Wadhwa M, et al. 2004. Clues from Fe isotope variations on the origin Fe isotopes [ J ]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 259 : 251 ~ 264.

Frost C D, Von Blanckenburg F, Schoenberg R, et al. 2007. Preservation of Fe isotope heterogeneities during diagenesis and metamorphism of banded iron formation [ J ]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 153 : 211 ~ 235.

Graham S, Pearson N, Jackson S, et al. 2004. Tracing Cu and Fe from source to porphyry: In situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit [ J ]. *Chem. Geol.*, 207 : 147 ~ 169.

Johnson C M, Beard B L, Beukes N J, et al. 2003. Ancient geochemical cycling in the Earth as inferred from Fe isotope studies of banded iron formations from the Transval Craton [ J ]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144 : 523 ~ 547.

Levasseur S, Frank M, Hein J R, et al. 2004. The global variation in

- the iron isotope composition of marine hydrogenetic ferromanganese deposits: implications for seawater chemistry? [J]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 224: 91~105.
- Li Zhihong, Zhu Xiangkun and Tang Suohan. 2008. Characters of Fe isotopes and rare earth elements of banded iron formations from An-Shan-Benxi area: implications for Fe source [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(4): 285~290 (in Chinese with English abstract).
- Markl G, von Blanckenburg F and Wagner T. 2006. Iron isotope fractionation during hydrothermal ore deposition and alteration [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70: 3011~3030.
- Matthews A, Morgans-Bell H. S, Emmanuel S, *et al.* 2004. Controls on iron-isotope fractionation in organic-rich sediments (Kimmeridge Clay, Upper Jurassic, Southern England) [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68: 3107~3123.
- Poitrasson F and Freyrier R. 2005. Heavy iron isotope composition of granites determined by high resolution MC-ICP-MS [J]. *Chem. Geol.*, 222: 132~147.
- Poitrasson F, Halliday A N, Lee D C, *et al.* 2004. Iron isotope differences between Earth, Moon, Mars and Vesta as possible records of contrasted accretion mechanisms [J]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 223: 253~266.
- Poitrasson F, Levasseur S and Teutsch N. 2005. Significance of iron isotope mineral fractionation in pallasites and iron meteorites for the core-mantle differentiation of terrestrial planets [J]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 234: 151~164.
- Polyakov V B and Mineev S D. 2000. The use of Mössbauer spectroscopy in stable isotope geochemistry [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 849~865.
- Rouxel O J, Bekker and Edwards K A. 2005. Iron isotope constraints on the Archean and Paleoproterozoic ocean redox state [J]. *Science*, 307: 1088~1091.
- Rouxel O, Dobek N, Ludden J, *et al.* 2003. Iron isotope fractionation during oceanic crust alteration [J]. *Chem. Geol.*, 202: 155~182.
- Schoenberg R and von Blanckenburg F. 2006. Modes of planetary-scale Fe isotope fractionation [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 252: 342~359.
- Sharma M, Polizzotto M and Anbar A D. 2001. Iron isotopes in hot springs along the Juan de Fuca Ridge [J]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 194: 39~51.
- Tang Y J, Zhang H F, Nakamura E, *et al.* 2007. Lithium isotopic systematics of peridotite xenoliths from Hannuoba, North China Craton: implications for melt-rock interaction in the considerably thinned lithospheric mantle [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71: 4327~4341.
- Taylor P D P, Maek R and De Bièvre P. 1992. Determination of the absolute isotopic composition and atomic weight of a reference sample of natural iron [J]. *Int. J. Mass. Spectrom. Ion Proces.*, 121: 111~125.
- Weyer S, Anbar A D, Brey G P, *et al.* 2005. Iron isotope fractionation during differentiation [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240: 251~264.
- Weyer S and Ionov D A. 2007. Partial melting and melt percolation in the mantle: The message from Fe isotopes [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 259: 251~264.
- Whitehouse M J and Fedo C M. 2007. Microscale heterogeneity of Fe isotopes in > 3.71 Ga banded iron formation from the Isua Greenstone Belt, Southwest Greenland [J]. *Geology*, 35(8): 719~722.
- Williams H M, McCammon C, Peslier A H, *et al.* 2004. Iron isotope fractionation and the oxygen fugacity of the mantle [J]. *Science*, 304: 1656~1659.
- Williams H M, Peslier A H, McCammon C, *et al.* 2005. Systematic iron isotope variations in mantle rocks and minerals: The effects of partial melting and oxygen fugacity [J]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 235: 435~452.
- Yamaguchi K E, Johnson C M, Beard B L, *et al.* 2005. Biogeochemical cycling of iron in the Archean-Paleoproterozoic Earth: constraints from iron isotope variations in sedimentary rocks from the Kaapvaal and Pilbara Cratons [J]. *Chem. Geol.*, 218: 135~169.
- Zhang H F. 2005. Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: A case of Sino-Korean craton [J]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 237: 768~780.
- Zhang Hongfu. 2006. Peridotite-melt interaction: an important mechanism for the compositional transformation of lithospheric mantle [J]. *Earth Science Frontiers*, 13(2): 65~75 (in Chinese with English abstract).
- Zhao X M, Zhu X K, Zhang H F, *et al.* 2006. Fe isotope variations in peridotite xenoliths from Hannuoba, North China Craton (Goldschmidt Conference Abstract) [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70(18): A392.
- Zhao Xinmiao. 2008. Fe isotope geochemistry of mantle peridotitic xenoliths and petrological study of phlogopite-bearing mantle xenoliths entrained in Cenozoic basalts from North China Craton (Ph. D. Dissertation) [D]. Beijing: Institute of Geology and Geophysics, CAS (in Chinese with English abstract).
- Zhu X K, Guo Y, Williams R J P, *et al.* 2002. Mass fractionation processes of transition metal isotopes [J]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 200(1~2): 47~62.
- Zhu Xiangkun, Li Zhihong, Zhao Xinmiao, *et al.* 2008. High-precision measurements of Fe isotopes using MC-ICP-MS and Fe isotope compositions of geological reference materials [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(4): 263~272 (in Chinese with English abstract).
- Zhu X K, O'Nions R K, Guo Y L, *et al.* 2000. Secular variation of iron isotopes in North Atlantic Deep Water [J]. *Science*, 287: 2000~2002.
- Zhu X K, O'Nions R K, Guo Y L, *et al.* 2001. Isotope homogeneity of iron in the early solar nebula [J]. *Nature*, 412: 311~313.

## 附中文参考文献

- 李志红, 朱祥坤, 唐索寒. 2008. 鞍山-本溪地区条带状铁建造的铁同位素与稀土元素特征及其对成矿物质来源的指示 [J]. *岩石矿物学杂志*, 27(4): 285~290.
- 唐索寒, 朱祥坤. 2006a. AG MP-1 阴离子交换树脂元素分离方法研究 [J]. *高校地质学报*, 12(3): 398~403.
- 唐索寒, 朱祥坤, 蔡俊军, 等. 2006b. 用于多接收器等离子体质谱铜铁铀同位素测定的离子交换分离方法 [J]. *岩矿测试*, 25(1): 5~8.
- 张宏福. 2006. 橄榄岩-熔体的相互作用: 岩石圈地幔组成转变的重要方式 [J]. *地学前缘*, 13(2): 65~75.
- 赵新苗. 2008. 华北克拉通新生代玄武岩携带的地幔橄榄岩 Fe 同位素地球化学及含云母地幔岩岩石学研究 (博士论文) [D]. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所.
- 朱祥坤, 李志红, 赵新苗, 等. 2008. 铁同位素的 MC-ICP-MS 测定方法与地质标准物质的铁同位素组成 [J]. *岩石矿物学杂志*, 27(4): 263~272.