[ 文章编号] 1671-9727( 2006) 03-0276-09

# 科马提岩和豆荚状铬铁矿的 Os 同位素组成及其成因意义

程素华[1, 2] 李江海[1, 2]
( 1. 北京大学"造山带与地壳演化"教育部重点实验室, 北京 100871; 2. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871)

[摘要] 在分析科马提岩和豆荚状铬铁矿 Os 同位素特征的基础上, 着重对比了新太古代华北遵化豆荚状铬铁矿与现代豆荚状铬铁矿和同时期世界典型地区科马提岩的 Os 同位素组成。结果表明, 遵化豆荚状铬铁矿 Os 同位素组成与现代豆荚状铬铁矿类似, 具有球粒陨石性质; 而同时期的科马提岩的 Os 同位素相对球粒陨石富集。这种差异说明二者形成于不同的地幔源区, 可能反映了新太古代地幔柱和板块构造并存的动力学特征。

[关键词] Os 同位素; 科马提岩; 豆荚状铬铁矿; 遵化
[分类号] P597 [文献标识码] A

Re-Os 同位素体系在地质中的应用主要集中在陨石与天体化学演化、地幔熔融与演化、核幔相互作用、壳幔相互作用以及 Os 同位素组成与演化、风化沉积和成岩作用过程, 古海洋和古环境变迁等。Re-Os 同位素年龄测定, 已广泛用于大陆岩石圈地幔年龄测定及硫化物成矿作用直接年龄测定[1]。

过去的 10 年中, Re-Os 同位素体系在科马提岩和地幔橄榄岩中豆荚状铬铁矿的研究主要体现在年龄测定和示踪两方面。除了由于 Re 和 Os 在这两种岩石中的含量较高外, 主要因为在部分熔融过程中, Os 为高度相容元素富集在残留相中, 而 Re 为中度不相容元素容易富集在液相。这种"互为镜象"的性质, 使得 Re-Os 同位素体系能够提供其它同位素体系互补的信息; 该体系不受绿片岩相变质作用的影响, 这些特点使得该同位素体系在示踪早期地幔演化方面具有独特的优势[2]。

近年来, Re-Os 同位素体系取得了两个重要进展: 一是与 Pt-Os 同位素体系为地幔柱的存在提供证据[3], 另一个是进行原位测试, 而以往的研究大多针对全岩成分进行测试。

国内 Os 同位素测试技术起步相对较晚, 目前只有中国科技大学进行这项研究, 已经取得了一系列成果, 主要用于示踪。尽管国内已经报道了科马提岩, 但是目前并没有 Os 同位素结果发表。

本文在分析 Re-Os 同位素在科马提岩和豆荚状铬铁矿应用现状的基础上, 着重讨论了华北遵化新太古代豆荚状铬铁矿与现代豆荚状铬铁矿和同时代科马提岩 Os 同位素组成上的相似性以及差异, 并在此基础上阐述了新太古代板块构造与地幔柱两种动力学过程的关系。

## 1 Re-Os 同位素体系特征和元素分布

铼和锇分别位于元素周期表的第六周期的Ⅶ族和Ⅷ族, 自然界中铼有 2 个稳定同位素 $^{185}$Re (37. 07%) 和 $^{187}$Re, Os 有 7 个同位素: $^{184}$Os (0. 018%), $^{186}$Os (0. 018%), $^{187}$Os (1. 59%),

[收稿日期] 2005-08-05
[基金项目] 国家自然科学基金资助项目 (40472097)
[作者简介] 程素华(1972- ), 女, 博士生, 研究方向: 变质岩与前寒武纪地质. (E-mail: chengsh102@sohu.com)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

$^{188}Os$(13.2%), $^{189}Os$(16.10%), $^{190}Os$(26.4%)和$^{192}Os$(41.0%)。$^{186}Os$ 和$^{187}Os$ 为放射性衰变产物, 衰变反应如下: $^{187}Re \rightarrow ^{187}Os + \beta^- + Q$。这个衰变的放射能很小, 导致精确测定$^{187}Re$ 的衰变常数十分困难。过去的 20 多年, 一般采用 $1.64 \times 10^{-11}\ a^{-1}$; 目前多采用由ⅢA 型岩浆成因铁陨石获得$^{187}Re$ 的衰变常数 $\lambda = (1.666 \pm 0.017) \times 10^{-11}\ a^{-1}$[4]。

利用 Re-Os 同位素体系可以获得等时线年龄, 也可以获得模式年龄, 其中 Re 的亏损年龄为模式年龄的一种特例, 定义如下

$$t_{RD} = 1/\lambda \times \ln((^{187}Os/^{188}O)_{(0)} - {}^{187}Os/^{188}Os)/(^{187}Re/^{188}Os_{(0)}) + 1)$$

式中$^{187}Os/^{188}Os_{(0)}$和$^{187}Re/^{188}Os_{(0)}$分别代表原始上地幔的同位素组成, 一般取$^{187}Os/^{188}Os_{(0)} = 0.1296 \pm 0.0008$[5], $^{187}Re/^{188}Os_{(0)} = 0.435 \pm 0.005$[6]。

在示踪 Os 同位素演化时, 经常用到初始 Os 同位素比值, 定义如下:

$$(^{187}Os/^{188}Os)_i = (^{187}Os/^{188}Os)_p - (^{187}Re/^{188}Os)_p \times (e^{\lambda t} - 1)$$

表示岩石形成时源区的同位素状态, 其中, $(^{187}Os/^{188}Os)_i$ 代表初始值, $(^{187}Re/^{188}Os)_p$ 代表现在值, λ为衰变常数, $t$ 为岩石年龄。另一个重要参数为 $\gamma_{Os}$ 表示岩石形成时 Os 同位素与球粒陨石 Os 同位素含量的大小, 定义为:

$$\gamma_{Os} = ((^{187}Os/^{188}Os)_i/{}^{187}Os/^{188}Os_{(CHO)} - 1) \times 100$$

式中$^{187}Os/^{188}Os_{(CHO)} = 0.1296 - 0.435 \times (e^{\lambda t} - 1)$, 表示样品与球粒陨石的相对大小。

20 世纪 90 年代初, 美国和德国学者将负离子热电离质谱方法(N-TIMS) 成功地用于测量 Re-Os 同位素, 得到高精度的测量结果(±0.1%)[7,8], 使得 Re-Os 同位素测试技术得到很大提高。

Re 与 Os 丰度在太阳系及其分异物质中的变化范围很大, 其中地外物质包括球粒陨石及其分异的铁陨石、玄武质无球粒陨石(BAC) 和月岩, Os 的丰度变化范围大($10^{-12} \sim 10^{-4}$), 但是它们的 Re/Os 值几乎稳定在 0.1。而地球物质和火星陨石(SNC) 中 Os 的丰度较低($10^{-12} \sim 10^{-9}$), 但是它们的 Re/Os 值变化范围大, 高达 4 个数量级(0.01~ 100), 并且其 Re-Os 丰度呈现明显的负相关性(图 1)。

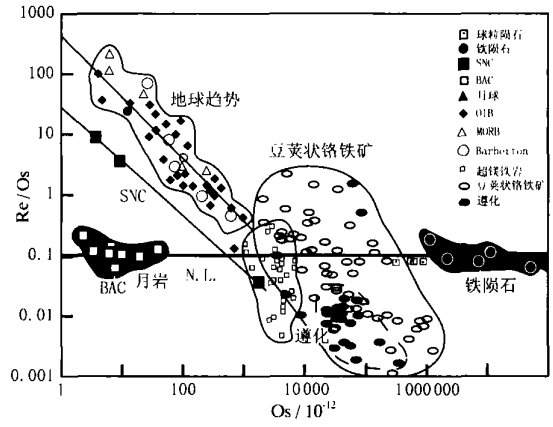



图 1　不同类型岩石的 Re 和 Os 元素丰度

Fig. 1　Re and Os abundance in different rocks

据 Brick and Allegre(1994) 修编

地球上不同岩石中的 Re 与 Os 含量存在差异, 其中在科马提岩、橄榄岩、铬铁矿、页岩和泥岩中含量较高, 适合用 Re-Os 同位素体系年龄测定和示踪。超镁铁岩中 Re/Os 含量很低, Os 含量介于月岩和铁陨石之间, 豆荚状铬铁矿中的 Os 含量明显大于超镁铁岩, Re/Os 比值低于科马提岩(图 1)。

## 2　科马提岩的 Os 同位素组成

现代地幔柱源区的 Os 同位素具有不均一性, 如现代洋岛玄武岩[9], 显生宙溢流玄武岩和超镁铁岩的初始 Os 同位素的 $\gamma_{Os} = 0 \sim +25$[10~12]。显生宙戈尔戈纳岛科马提岩, 具有富集的 Os 同位素组成, $\gamma_{Os} = -0.5 \sim +12.4$。最新研究表明, 戈尔戈纳岛 89 Ma 科马提岩同时富集$^{187}Os/^{188}Os$ 和$^{186}Os/^{188}Os$, 其中$^{186}Os/^{188}Os = 0.119\,839\,7 \pm 0.000\,002\,2 \sim 0.119\,847\,0 \pm 0.000\,003\,8$, $\gamma_{Os} = +0.15 \sim +4.4$, 这一结果为地幔柱的存在提供了有力的证据[3]。

科马提岩是一种 MgO(无水) 大于 18%, 具有鬣刺结构的一种超镁铁质火山岩[13], 主要分布在太古代绿岩带的底部, 是太古代绿岩带的重要标志, 年龄集中在 2 700 Ma 左右, 其后迅速减少。典型地区有南非巴伯顿、加拿大阿比提比的蒙罗镇、西澳的伊尔岗、津巴布韦和印度的达瓦尔系。曾有报道中国山东蒙阴鲁西绿岩带雁翎关组底部蒙阴存在科马提岩[14], 但是目前为止并没有 Re-Os 同位素方面的资料。尽管科马提岩形成的构

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

造环境还存在争议,但普遍认为其形成于高度熔融的地幔柱环境[15]。

选择科马提岩进行 Re-Os 同位素的年龄测定和示踪,主要因为这种岩石具有足够高的 Re 和 Os 含量,及低的 Re/Os 比值,能够达到检测精度,得到准确的初始 Os 同位素组成。由于地壳中的 Re 含量明显高于地幔中,可以检测地壳混染程度。世界典型地区已经积累了大量的同位素资料,便于比较。

Walker 等(1988)[2] 首先对加拿大阿比提比绿岩带科马提岩进行了 Re-Os 年龄测定,并与 Sm-Nd 等同位素结果比较,发现同位素体系不受低级变质作用扰动。后来发现,科马提岩全岩 Re-Os 同位素体系在角闪岩相变质作用或者有大量流体参与时,封闭体系将被打破。对津巴布韦等地区新太古代科马提岩研究发现,全岩 Re-Os 同位素体系处于开放体系,而原生岩浆矿物如铬铁矿仍然保持很好的封闭性[2],[16]。因此,在对早期岩石进行 Re-Os 同位素年龄测定和示踪时,首先要排除后期作用对体系的扰动。

最近研究表明,太古代和元古代的科马提岩 Os 同位素组成也具有不均一性(表 1,图 2),图 2 分别示太古代和早元古代科马提岩及部分地幔橄榄岩中豆荚状铬铁矿的$^{187}Os/^{188}Os$ 比值和与球粒陨石相对值。

表 1 新太古代科马提岩 Os 同位素组成

Table 1 Os isotopic composition in Neoarchean komatiites

| 采样点 | $c/10^{-9}$ | | $^{187}Re:\ ^{188}Os$ | $^{187}Os:\ ^{188}Os$ | 年龄 $t$/Ga | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Re | Os | | | | |
| 安大略(加拿大) | 0.2519 | 2.572 | 0.4722 | 0.13138 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.2391 | 2.597 | 0.4438 | 0.13041 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.4136 | 1.911 | 1.047 | 0.1561 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.4834 | 1.609 | 1.456 | 0.17521 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.2892 | 3.315 | 0.4203 | 0.1261 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.2479 | 3.39 | 0.3522 | 0.1252 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.2256 | 1.055 | 1.034 | 0.15601 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.9355 | 13.39 | 0.336 | 0.12135 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.8502 | 11.58 | 0.354 | 0.1264 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.6312 | 9.048 | 0.336 | 0.1254 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.7275 | 0.451 | 8.148 | 0.4992 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.751 | 0.405 | 9.442 | 0.555 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.3508 | 0.704 | 2.433 | 0.2232 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.3478 | 0.727 | 2.332 | 0.21865 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.4143 | 1.877 | 1.068 | 0.1615 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 安大略(加拿大) | 0.5204 | 27.42 | 0.0913 | 0.1131 | 2.8 | Gangopadhyay, 2003 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 0.9450 | 1.455 | 26.46 | 1.959 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 1.0600 | 1.202 | 36.15 | 2.366 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 0.9210 | 1.716 | 21.79 | 1.81 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 0.9170 | 1.824 | 20.42 | 1.809 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 0.5450 | 1.375 | 16.05 | 1.585 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 1.1700 | 2.204 | 21.57 | 1.803 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 0.5730 | 1.651 | 14.05 | 1.491 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 0.6310 | 1.511 | 16.93 | 1.635 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 0.9810 | 1.89 | 21.1 | 1.845 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 1.0770 | 1.536 | 28.69 | 2.246 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 1.2660 | 1.004 | 52.37 | 3.223 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 蒙罗镇(加拿大) | 1.2730 | 1.45 | 36.07 | 2.506 | 2.7 | Walker *et al*., 1988 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 1.2580 | 2.226 | 2.7495 | 0.24422 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.6119 | 2.009 | 1.47 | 0.18189 | 2.8 | Puchtel, 2001 |

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

续表 1

| 采样点 | $c/10^{-9}$ Re | $c/10^{-9}$ Os | $^{187}Re:{}^{188}Os$ | $^{187}Os:{}^{188}Os$ | 年龄 $t$/Ga | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.8126 | 1.776 | 2.1438 | 0.21382 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.1329 | 1.68 | 0.3792 | 0.13055 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.2292 | 54.48 | 0.0201 | 0.11163 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.1783 | 1.586 | 0.5394 | 0.13605 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.1123 | 1.541 | 0.3493 | 0.12884 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.6258 | 1.639 | 1.847 | 0.19908 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.5245 | 1.824 | 1.3867 | 0.17639 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.8616 | 1.624 | 2.5771 | 0.23446 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 1.0390 | 2.858 | 1.7636 | 0.2235 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.7621 | 1.709 | 2.1608 | 0.21392 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.2640 | 1.875 | 0.6762 | 0.14538 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 波罗的地盾(俄罗斯) | 0.1008 | 1.826 | 0.2645 | 0.12537 | 2.8 | Puchtel, 2001 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 0.2000 | 5.42 | 1.48 | 1.33 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 0.5660 | 4.74 | 4.74 | 1.38 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 6.3100 | 12.5 | 21.1 | 3.29 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 0.9780 | 0.884 | 44.3 | 6.91 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 4.3000 | 7.34 | 23.5 | 4.47 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 7.3100 | 6.35 | 46.2 | 1.69 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 0.4380 | 4.41 | 3.98 | 1.96 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 2.5300 | 3.62 | 28 | 1.41 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 0.6600 | 4.64 | 5.7 | 1.52 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 0.7800 | 0.472 | 66.3 | 3.75 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 1.8800 | 12.4 | 6.09 | 1.26 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 0.4670 | 0.921 | 20.3 | 2.7 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 1.5800 | 2.84 | 22.3 | 3.65 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 卡纳塔克邦(印度) | 1.7500 | 0.865 | 83 | 2.4 | 2.7 | Walker *et al*., 1989 |
| 津巴布韦 | 0.3476 | 255.3 | 0.00655 | 0.11226 | 2.7 | Walker *et al*., 2002 |
| 津巴布韦 | 0.0637 | 4.308 | 0.0711 | 0.11396 | 2.7 | Walker *et al*., 2002 |
| 津巴布韦 | 0.0420 | 2.254 | 0.09 | 0.11633 | 2.7 | Walker *et al*., 2002 |
| 津巴布韦 | 0.0141 | 0.9317 | 0.041 | 0.11495 | 2.7 | Walker *et al*., 2002 |
| 津巴布韦 | 0.0065 | 10.1 | 0.0031 | 0.11067 | 2.7 | Walker *et al*., 2002 |

如蒙罗镇和安大略科马提岩的 Os 同位素在误差范围内落在球粒陨石地幔演化线, 初始 $^{187}Os/^{188}Os$ 和 $\gamma_{Os}$ 说明太古代科马提岩地幔源区 Os 同位素组成具有球粒陨石性质[2],[17], 西澳 Pilbara 的 2.45 Ga 的科马提质玄武岩的初始 Os 同位素为 0.1042 ±0.0002, 0.1051 ± 0.0002, 也具有球粒陨石组成[18]。

波罗的地盾约 2.8 Ga 的科马提岩具有富集的 $^{187}Os$, 高的 $\gamma_{Os}$ 正值说明它们起源于超球粒陨石 Re/Os 比值的源区[19]; 津巴布韦 Blingwe 约 2.7 Ga 科马提岩中尖晶石等矿物的年龄约 2.721 Ga ±21 Ga, 与 Pb-Pb 和 Sm-Nd 年龄相当, 初始 Os 同位素比值 $^{187}Os/^{188}Os = 0.11140 \pm 84$ ($\gamma_{Os} = +2.8 \pm 0.8$), 相对于同时期的对流上地幔富集 2% ~ 3%[16]。这一特征与现代地幔柱源区的 Os 同位素组成类似。由此看出, 早期的科马提岩 Os 同位素组成具有不均一性。

早期科马提岩源区的 Os 同位素组成具有不均一性, 普遍认为地幔 Os 同位素的球粒陨石性质与球粒陨石"后增生层"有关。所谓后增生层是指在地球形成初期, 核幔分异产生了主要由硅酸盐构成的非常贫铂族元素的地幔。与此同时陨石频繁撞击地球时, 造成了大约 1% 的碳质球粒陨石加入到刚刚形成的地幔中, 提高了地幔的铂族元素含量。陨石撞击造成的地幔的增生和铂族元素增加, 称为"后增生层"。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

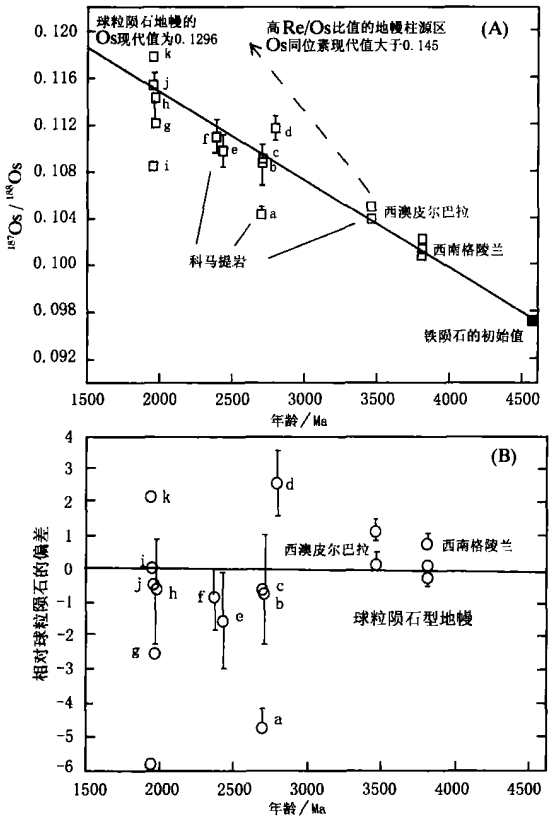



图 2 太古代到古元古代 Os 同位素演化
Fig. 2 Os isotopic evolution from Archean to Paleoproterozoic[3]

研究显示很多地幔柱源区的$^{187}Os/^{188}Os$较球粒陨石大 5%~20%,一种观点认为 Os 同位素富集可能由于科马提岩来源于核幔边界所致。因为核部 Os 含量很高,地幔柱上升时将 Os 从核部带出。另一种观点认为,可能由于洋壳的俯冲,增加了地幔中放射性成因的 Os 同位素组成;但是计算表明,洋壳俯冲比例最大不能超过 5%,否则会引起常量元素组成的改变也与 Nd 和 Pb 等同位素不符[16]。不论以哪种方式富集,都说明新太古代有大规模的整体对流存在。

早期科马提岩源区的 Os 同位素组成,究竟以球粒陨石为主,还是以富集的 Os 同位素为主,如果以富集的 Os 同位素为主,是何时开始富集?还有待进一步研究。戈尔戈纳岛科马提岩 Os 同位素的双重富集,为地幔柱和整体对流的存在提供了证据。

## 3 对流上地幔的 Os 同位素组成

对流上地幔的 Os 同位素组成和演化是一个重要而颇有难度的科学问题,关系到地球内部铂族元素(PGE)的分布和地球增生演化的方式。现代对流上地幔的 Os 同位素组成可以从深海橄榄岩获得。实验表明深海橄榄岩$^{187}Os/^{188}Os$比值的变化范围为 0.120~0.129,平均值为 0.1247[20]~[23],说明现代对流上地幔的 Os 同位素组成是亏损型的。这可能是长期亏损 Re 造成的,与现代对流上地幔具有亏损的 Sr 和 Nd 同位素特征一致。根据 117 个含尖晶石地幔橄榄岩捕虏体和一些造山带地幔橄榄岩的 Os 同位素结果,得到现代原始上地幔的$^{187}Os/^{188}Os$平均值为 0.129 6±0.000 8(可信度 95%)。该比值与普通球粒陨石或者顽火辉石球粒陨石的范围相当,而与碳质球粒陨石的组成不同[2]。现在一般采用 0.1296±0.0008 作为原始上地幔$^{187}Os/^{188}Os$的平均值[24]。

## 4 华北新太古代豆荚状铬铁矿的 Os 同位素组成

豆荚状铬铁矿(Podiform chromite)为蛇绿岩中的特征矿产,具有耐高温(1 200~1 300℃)、抗变质的特点,且 Os 同位素含量高,Re/Os 比值很低,保存了形成时的 Os 同位素组成;因此不同时代的蛇绿岩豆荚状铬铁矿是研究对流上地幔$^{187}Os/^{188}Os$比值长期演化的最好的样品[24]。华北遵化新太古代蛇绿岩中的豆荚状铬铁矿是目前世界上已知最古老的,是研究太古宙大洋地幔组成和演化的珍贵样品[25],通过与同时期科马提岩 Os 同位素比较(表 2,图 3),可以了解华北克拉通早期地幔的演化信息。

遵化豆荚状铬铁矿位于华北克拉通的中部造山带东北段,区域变质程度达角闪岩相,局部为麻粒岩相。直接围岩是方辉橄榄岩或者纯橄岩(蛇纹石化),以纯橄岩、斜辉辉橄岩、橄榄岩等组成的超镁铁质透镜体的形式产于黑云母斜长片麻岩中。具有豆状、豆荚状、网状和致密块状等多种结构,与世界典型地区阿曼等地的极为相似[26]~[28]。

分别在三个不同实验室对遵化豆荚状铬铁矿进行了 Re-Os 同位素分析,共得到 21 组数据,结果是:Re=$0.027\times10^{-9}$~$0.283\times10^{-9}$,Os=$5.202\times10^{-9}$~$354\times10^{-9}$,$^{187}Os/^{188}Os$=0.109 69~0.112 02,$\gamma_{Os}$=−0.4~+0.57,初始$^{187}Os/^{188}Os$=0.109 4~0.110 3[27],[29]~[31](表 2)。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 2　遵化豆荚状铬铁矿的 Os 同位素组成

Table 2　Os isotopic composition of the podiform chromite in Zunhua

| 样品号 | $c/10^{-9}$ | | $^{187}Re/^{188}Os$ | $^{187}Os/^{188}Os$ | $t$/Ga | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Re | Os | | | | |
| O-10-30 | 0.1030 | 35.4133 | 0.0139 | 0.11202 | 2.4 | Kusky *et al.*, 2004 |
| NG-6 | 0.0522 | 23.5982 | 0.0106 | 0.11161 | 2.43 | Kusky *et al.*, 2004 |
| O-10-16 | 0.0786 | 36.0948 | 0.0105 | 0.11122 | 2.48 | Kusky *et al.*, 2004 |
| Z-3 | 0.1735 | 28.6233 | 0.0292 | 0.11058 | 2.51 | Kusky *et al.*, 2004 |
| Tk-NCD-01-33-a | 0.0247 | 5.2018 | 0.0227 | 0.11131 | 2.54 | Kusky *et al.*, 2004 |
| NG-20 | 0.0332 | 39.4955 | 0.0092 | 0.11052 | 2.57 | Kusky *et al.*, 2004 |
| NG-19-14 | 0.1778 | 43.8438 | 0.0195 | 0.11068 | 2.61 | Kusky *et al.*, 2004 |
| O-10-40 | 0.0670 | 34.8094 | 0.0093 | 0.11016 | 2.62 | Kusky *et al.*, 2004 |
| Tk-NCD-01-33-b | 0.0366 | 23.7075 | 0.0074 | 0.11 | 2.63 | Kusky *et al.*, 2004 |
| NG-13-1 | 0.0872 | 40.0789 | 0.0105 | 0.10969 | 2.69 | Kusky *et al.*, 2004 |
| 02543-1 | 0.1280 | 354 | 0.0017 | 0.11021 | 2.62 | 夏琼霞等, 2004 |
| 2542 | 0.0460 | 326.9 | 0.0007 | 0.11027 | 2.61 | 夏琼霞等, 2004 |
| LWH | 0.0490 | 315.7 | 0.0007 | 0.1103 | 2.61 | 夏琼霞等, 2004 |
| CM-3 | 0.0270 | 67.41 | 0.0019 | 0.1101 | 2.505 | Puls, 2003 |
| CM-5 | 0.0900 | 57.46 | 0.0076 | 0.1105 | 2.505 | Puls, 2003 |
| CM-8 | 0.1040 | 41.77 | 0.0119 | 0.1106 | 2.505 | Puls, 2003 |
| CM-17 | 0.1800 | 82.2 | 0.0105 | 0.1099 | 2.505 | Puls, 2003 |
| CM-21 | 0.1321 | 170.8 | 0.00372 | 0.11 | 2.505 | Puls, 2003 |
| CM-26 | 0.1294 | 42.34 | 0.0147 | 0.1108 | 2.505 | Puls, 2003 |
| 012Z05 | 0.0369 | 54.12 | 0.00328 | 0.1101 | 2.505 | Puls, 2003 |
| 1515 | 0.2830 | 74.12 | 0.0183 | 0.1111 | 2.505 | Puls, 2003 |

注: 表中样品均由本项目提供, 其中黄雄南等(2003的数据在华盛顿卡内基研究所分析, 夏琼霞等(2004)的数据在中国科学技术大学测试, Puls(2003)的数据在美国马里兰大学测试。

### 4.1　Os 同位素对蛇绿岩侵位年龄的制约

为了确保豆荚状铬铁矿中的 Re-Os 同位素体系的封闭性, 我们选取了不同结构的铬铁矿进行分析, 结果发现致密块状铬铁矿的 Os 含量最高, 浸染状的最低[27, 29]。从遵化大量的豆荚状铬铁矿标本中选取了 10 个具有不同结构构造特征的样品, 在美国卡内基研究所分析获得 10 组高精度 Re-Os 同位素资料, $t_{RD}$ 和 $t_{BE}$ 年龄在 2.4~2.7 Ga 之间, 等时线年龄为 2 547 Ma ± 10 Ma[27, 29]。在中国科技大学进行的 Re-Os 同位素分析显示, 参考等时线年龄为 2.6 Ga[30], 这一结果与该区蛇绿岩套中辉长岩的 U-Pb 锆石等时线年龄 2 505 Ma ± 2.2 Ma[32] 吻合。蛇绿岩不同构造单元年龄的一致性, 进一步证实了遵化蛇绿岩的侵位年龄为 2 505 Ma~ 2547 Ma。

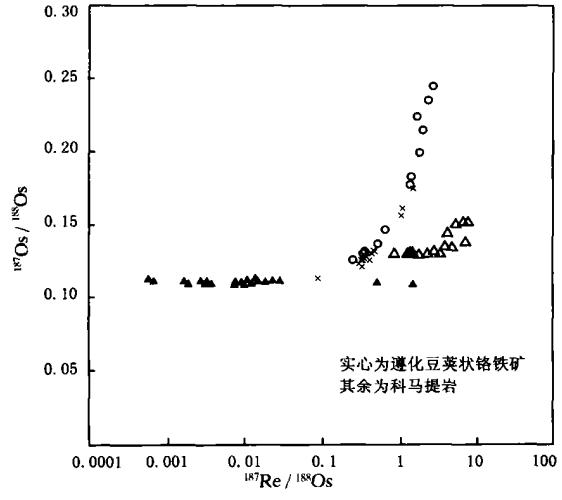



图 3　新太古代地幔 Os 同位素组成

Fig. 3　Os isotopic composition of mantle in Neoarchean

### 4.2　与对流上地幔的比较

图 4 示不同时代豆荚状铬铁矿的 Os 同位素组成, 其中 a 代表现代典型蛇绿岩环境中豆荚状铬铁矿的 Os 同位素组成(18 个地区), $\gamma_{Os} = -3 \sim +1$, 有 68% 的点落在球粒陨石区域, 由此得出现代对流上地幔的 Os 同位素具有球粒陨石组成[24]。b 代表芬兰蛇绿岩豆荚状铬铁矿的 Os 同位素组成, 一个为东部 Outokumpu 蛇绿岩中的

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

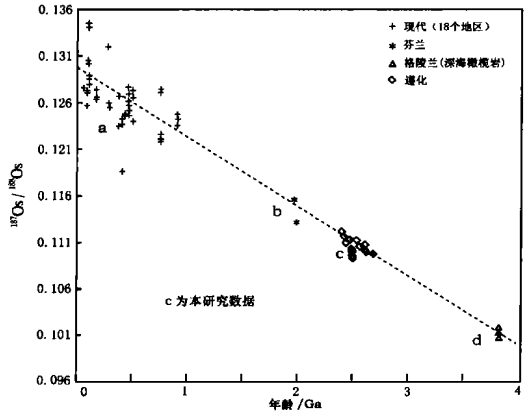



图 4 对流上地幔的 Os 同位素演化

Fig. 4 Os isotopic evolution in convecting upper mantle

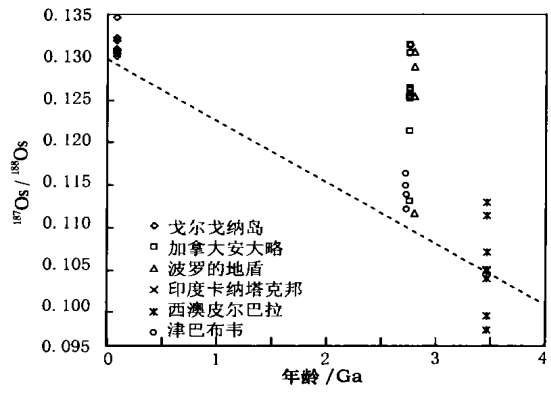



图 5 科马提岩 Os 同位素组成

Fig. 5 Os isotopic composition of komatiites

豆荚状铬铁矿和北部古元古代中的铬铁矿、辉砷矿和硫钌矿单矿物的 Re-Os 同位素结果, 1.97 Ga 时初始$^{187}Os/^{188}Os$= 0.113 95, $\gamma_{Os}$= - 1.6, 说明古元古代地幔的 Os 同位素组成具有球粒陨石性质[33]。另一个代表芬兰东北部 Jormua 蛇绿混杂岩中豆荚状铬铁矿, 平均初始 $\gamma_{Os}$= - 5.1 ± 0.8, 如此亏损的 Os 同位素组成只出现在古老的大陆岩石圈, 因此芬兰 Jormua 蛇绿混杂岩形成时可能有大陆岩石圈成分的加入, 表明元古代以来地幔 Os 同位素组成存在不均一性[34]。c 代表遵化豆荚状铬铁矿, 与现代豆荚状铬铁矿比较, 遵化的 Re 较低, $^{187}Os/^{188}Os$ 较低, $\gamma_{Os}$ 变化范围较小, 初始 Os 同位素比值均在球粒陨石演化线附近(图 4)。

**4.3** 与同时期科马提岩的比较

与同时期的科马提岩相比, 遵化豆荚状铬铁矿的初始$^{187}Os/^{188}Os$ 偏低而且较为集中, $\gamma_{Os}$ 变化幅度很小, 而科马提岩的 Os 同位素值较为分散; 另一点区别是铬铁矿的$^{187}Re/^{188}Os$ 值低于科马提岩(图 5)。在地幔熔融过程中, 豆荚状铬铁矿以残留相形式存在于地幔橄榄岩中, 而科马提岩以熔体相存在, 所以其中的放射性的$^{187}Re/^{188}Os$ 在科马提岩中远大于豆荚状铬铁矿, 高 1~2 个数量级(图 3)。遵化豆荚状铬铁矿 Os 含量比同时期的科马提岩低, 说明它可能来自 Os 较亏损地幔源区。图 4 中的 d 格陵兰深海橄榄岩数据[35], 尽管也显示了早期地幔的球粒陨石特征, 但所指示的环境与豆荚状铬铁矿不同[30]。

以豆荚状铬铁矿为基础探讨对流上地幔的 Os 同位素演化(格陵兰深海橄榄岩除外), 可以看出对流上地幔的 Os 同位素组成具有球粒陨石性质, Os 同位素变化范围很小, 基本在球粒陨石演化线附近。而科马提岩的 Os 同位素演化趋势则不同(图 5), 除部分在球粒陨石演化线附近外, 如津巴布韦、皮尔巴拉以及安大略的部分点, 其余地区(戈尔戈纳岛、安大略的大部分、波罗的地盾)都在球粒陨石演化线以上, 具有超球粒陨石组成。如前所述, 这种差异可能主要由于来源深度不同所致。遵化豆荚状铬铁矿的 Os 同位素组成说明, 至少在新太古代对流上地幔就具有球粒陨石性质, 其与同时期科马提岩 Os 同位素的显著差异, 说明至少在新太古代已经存在地幔柱与板块运动两种动力学机制。

## 5 结论

综上, 可以得出如下结论:

a. 无论科马提岩源区还是豆荚状铬铁矿源区的 Os 同位素组成都存在不均一性。太古宙科马提岩源区的 Os 同位素具有球粒陨石和超球粒陨石组成。而地幔橄榄岩中豆荚状铬铁矿的 Os 同位素组成以球粒陨石为主, 局部低于值球粒陨石。

b. 局部地区科马提岩 Os 同位素组成比球粒陨石富集至少 2%~3%, 说明可能有镁铁质的地壳俯冲使地幔局部 Os 富集, 也可能说明来自于核幔边界的地幔柱环境, 在地幔柱上升过程中将地核中富集的 Os 带到地幔中。无论以何种方式富集, 都为太古宙地幔大规模整体对流的存在提供了证据。

c. 新太古代对流上地幔 Os 同位素具有球粒陨石组成。遵化豆荚状铬铁矿的 Os 同位素数据

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

和已发表的其它地区豆荚状铬铁矿的数据, 大部分在球粒陨石演化线附近, 证明至少从新太古代对流上地幔已经具有球粒陨石性质, 从以往芬兰的 1.95 Ga 提前到 2.547 Ga, 一般认为其与核幔分异后, 具球粒陨石组成的物质撞击地球, 造成地幔的增生核铂族元素的增加, 即所谓的"后增生层"有关。

d. 与同时期的科马提岩相比, 遵化豆荚状铬铁矿 $^{187}Re/^{188}Os$ 低, $^{187}Os/^{188}Os$ 含量低, 且初始 $^{187}Os/^{188}Os$ 同位素比值的变化幅度小, 说明二者来自不同的地幔源区。普遍认为科马提岩形成于高度熔融的地幔柱环境, 那么这种差异也表明在新太古代地幔不同深度并存地幔柱与板块运动两种不同的动力机制。

## [ 参 考 文 献 ]


[1] 蒋少涌. 地球化学进展: 铼-锇同位素地球化学进展[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2000, 19(4): 421-422.

[2] WALKER R J, SHIREY S B, STECHER O. Comparative Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope and trace element systematics for Archean komatiite flows from Munro Township, Abitibi Belt, Ontario[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1988, 87: 1-12.

[3] BRANDON A, WALKER R, PUCHTEL I, *et al*. $^{186}Os/^{187}Os$ systematics of Gorgona Island komatiites implications for early growth of the inner core [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 206: 411-426.

[4] SLOLIAR M I, WALKER R J, MORGAN J W. Re-Os ages of group ⅡA ⅢA ⅣA and ⅣB iron meteorites [J]. Science, 1996, 271: 1099-1102.

[5] MEISLE T, WALKER R J, IRVING A J, *et al*. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2001, 65: 1131-1323.

[6] BENNETT V, NUTMAN A P, ESAT T A. Constraints on mantle evolution from $^{187}Os/^{188}Os$ isotopic compositions of Archean ultramafic rocks from southern westen Greenstone(3.8 Ga) and Western Australia(3.46 Ga) [J]. Geochimica et Cosmochimica, 2002, 66: 2615-2630.

[7] VOLKENING J. Osmium isotope ratio determinations by negativehermal ionization mass spectrometry [J]. Int J Mass Spectr Ion Proc, 1991, 105: 147-159.

[8] CREASER R A, PAPANASTASSIOU D A, QASSERBURG G J. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium, and iridium [J]. Geochim Cosmochim Acta, 1991, 55: 397-401.

[9] RERSBERG L C, ZINDLER A, MARCANTONIO F, *et al*. Os isotope systematics in ocean island basalts[J]. Earth Planet Sci Lett, 1993, 120: 149-167.

[10] HORAN M F, WALKER R J, FEDORENKO V A, *et al*. Os and Nd isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalt sources[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59: 5159-5168.

[11] WALKER R J, STORY M, KERR A C. Implications of $^{187}Os$ isotopic heterogeneities in a mantle plume: Evidence from Gorgona Island and Curacao [J]. Geochimica et Cosmaochimica Acta, 1999, 63(5): 713-728.

[12] ALLEGRE C J, BIRCK J L, CAPMAS F, *et al*. Age of the Deccan traps using $^{187}Re-^{187}Os$ systematics[J]. Earth Planet Sci Let, 1999, 170: 197-204.

[13] KERR A, ARNDT N T. A note on the IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks [J]. J Petro, 2001, 42: 2169-2171.

[14] 张荣隋, 司荣军, 宋炳忠, 等. 蒙阴县苏家沟科马提岩[J]. 山东地质, 1998, 14: 26-33.

[15] CAMBELL I H, GRIFFITH E W, HILL R I. Melting in an Archean mantle plume: Heads it's basalts, tails it's komatiites[J]. Nature, 1989, 339: 69-79.

[16] WALKER R J, NISBET E. $^{187}Os$ isotopic constraints on Archean mantle dynamics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2002, 66(18): 3317-3325.

[17] GANGOPADHYAY A, WALKER R. Re-Os systematics of the ca. 2.7 Ga komatiites from Alex Ontario Canada [J]. Chemical Geology, 2003, 196: 147-162.

[18] PUTCHTEL I S, BRUGMANNN G E, HOFMANN A W, *et al*. Os isotopie systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: Evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume[J]. Contrib Mineal Petr, 2001, 140: 588-599.

[19] PUTCHTEL I S, BRUGMANN G E, HOFMANN A W. $^{187}Os$-enriched domain in an Archean mantle plume: evidence from 2.8 Ga komatiites of the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 186: 513-526.

[20] MARTINn C E. Osmium isotope characteristics of mantle-derived rocks[J]. Geochim Cosmochim Ac-


© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

ta, 1991, 55: 1421- 1434.
[21] ROY-BARMAN M, ALLEGRE C J. $^{187}Os/^{186}Os$ ratios of mid-ocean ridge basalts and abyssal peridotites[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1994, 58: 5043- 5054.
[22] SNOW J, REOSBERG L. Os isotope systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites[J]. Earth Planet Sci Lett, 1995, 133: 411 - 421.
[23] BRANDON A D, SNOW J E, WALKER R J, *et al*. $^{190}Pt-^{186}Os$ and $^{187}Re-^{187}Os$ systematics of abyssal peridotites[J]. Earth Planet Sci Lett, 2000, 177: 319- 335.
[24] WALKER R J, PRICHARD H M, ISHIWATARI A, *et al*. The osmium isotopic composition of convecting upper mantle derived from ophiolite chromites [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2002, 66: 329- 345.
[25] LI J H, KUSKY T, HUANG X N. Archean podiform chromitites and mantle tectonites in ophiolitic mélange, North China Craton: a record of early oceanic mantle processes[J]. GSA Today, 2002, 12 (7): 4- 11.
[26] 李江海, 牛向龙, 陈征, 等. 辽西豆荚状铬铁矿的发现及其意义[J]. 岩石学报, 2002, 18: 187- 192.
[27] 黄雄南. 冀东新太古代豆荚状铬铁矿与华北早期板块构造过程[D]. 北京: 北京大学地球与空间科学学院, 2003.
[28] 陈征, 李江海, 黄雄南, 等. 豆荚状铬铁矿豆状结构成因机制探讨——以遵化地区豆荚状铬铁矿为例[J]. 地学前缘, 2004, 11: 215- 223.
[29] KUSKY T M, LI J H. Re-Os isotope chemistry and geochronology of chromite from mantle podiform chromitites from the Zunhua ophiolitic Mélange Belt, N. China: Correlation with the Dongwanzi ophiolite [M]// Precambrian Ophilotites and Related Rocks. New York: Elsevier, 2004: 275- 282.
[30] 夏琼霞, 支霞臣, 李江海, 等. 新太古代对流上地幔球粒陨石组成: 以遵化豆荚状铬铁矿为例[J]. 科学通报, 2004, 49: 2587- 2591.
[31] KUSKY T M, LI J H, TUCHER B. The archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton [J]. Science, 2001, 292: 1142- 1145.
[32] PULS B. Evolution of Osmium isotopes in the earth mantle via study of Tibetan and Northern Chinese ophiolites [D]. Department of Geology, University of Maryland, USA, 2003.
[33] WALKER R, HANSKI E, VUOLLO J, *et al*. The Os isotopic composition of Proterozoic upper mantle: evidence for chondritic upper mantle form the Outokumpu ophiolite Finland [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1996, 141: 161- 173.
[34] TSURU A, WALKER R J, KONTINEN A, *et al*. Re-Os isotopic systematics of the 1.95Ga Jormua ophiolite complexnortheastern Finland [J]. Chemical Geology, 2000, 164: 123- 141.
[35] FREI R, JENSEN B K. Re-Os Sm-Nd isotope and REE systematics on ultramafic rocks and pillow basalts from the Earth's oldest oceanic crustal fragments (Isua Supracrustal Belt and Ujaragssuit nunat area W Greenland) [J]. Chemical Geology, 2003, 196: 163- 191.

# Osmium isotope composition of komatiites and podiform chromitites: implications for petrogenesis

CHENG Su-hua, LI Jiang-hai

1. *Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution in Peking University, Ministry of Education, Beijing* 100871, *China*;
2. *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing* 100871, *China*

**Abstract:** On the basis of Os characteristics of komatiites and podiform chromitites, the paper emphatically studies the Os isotope of podiform chromitites form Zunhua, North China Craton. The result shows that the Zunhua podiform chromitites have chondritic Os composition while contemporanous komatiites are relatively rich in heterogeneous composition. It infers that the difference may be related to the diverse mantle source. This reflects there coexist manle plume and plate tectonics at least by Neoarchean.

**Key words:** osmium isotope; komatiites; podiform chromitite; Zunhua

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net