Pt-Os同位素体系在地球科学研究中的应用

杨 刚[1,2], 杜安道[2], 陈江峰[1]

(1. 中国科学技术大学 地球和空间科学学院 化学地球动力学实验室,安徽 合肥 230026;
2. 国家地质实验测试中心,北京 100037)

摘 要:^{190}Pt通过α衰变生成^{186}Os,目前采用的衰变常数$\lambda=1.542\times10^{-12}a^{-1}$是由诺里尔斯克矿床的Pt-Os等时线确定的。ⅡAB群铁陨石的^{190}Pt-^{186}Os等时线年龄为(4 290±284) Ma(2σ),说明Pt-Os定年方法可能主要适合于古老样品。Pt-Os体系的示踪研究以夏威夷现代地幔柱和诺里尔斯克矿床(与西伯利亚地幔柱有关)等为例,夏威夷苦橄岩的$N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$值为0.119 833 9~0.119 852 6,$\gamma(Os)$为1.23~9.06,诺里尔斯克矿石的$N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$为0.119 849,$\gamma(Os)$为8,这种$^{186}Os/^{188}Os$-$^{187}Os/^{188}Os$双异常现象揭示了地幔柱物质中有来自地球外核的Os的贡献,这是迄今为止Pt-Os体系对地球科学研究的最大贡献。Pt-Os体系在壳源岩石方面的研究以肖德贝里Cu-Ni硫化物矿床为例。研究支持肖德贝里的矿石主要来自地壳的结论,并可用二元混合模型(太古宙苏必利尔省和元古宙Huronian省的沉积变质岩)来解释其$^{187}Os/^{188}Os$同位素组成。但是该矿区的某些矿床的$^{186}Os/^{188}Os$比值偏高,需要有古老的Pt/Os比高的镁铁质岩的加入来解释。

关键词:Pt-Os同位素体系;$^{186}Os/^{188}Os$;$^{187}Os/^{188}Os$;地幔柱;核幔相互作用
中图分类号:P597 **文献标识码**:A **文章编号**:1005-2321(2004)02-0445-08

Pt和Os均是铂族元素,由^{190}Pt通过α衰变形成^{186}Os,构成Pt-Os体系,由此体系可对富含铂族元素的金属矿床、铁陨石和石铁陨石进行直接定年。该体系不仅对研究铂族元素矿床而且对研究地幔演化、核幔相互作用、地幔柱源区、地核演化以及陨石成因和太阳系早期演化有重要指示意义[1]。由于Pt含量低,^{190}Pt的相对丰度低,且半衰期长,因此自然界$^{186}Os/^{188}Os$比值变化小,要求的测定精度高,所以国内外关于^{190}Pt-^{186}Os体系的文献较少。但是随着实验技术和仪器的不断改进和发展,Pt-Os同位素体系作为一种新的研究手段正在快速发展,有可能成为^{187}Re-^{187}Os同位素体系的重要补充,而特别在研究地幔柱源区和演化过程方面更具有优越性。

1 Pt-Os体系

Re是亲硫元素,Pt和Os既有亲铜性又有亲铁性。地幔熔融时,Re具有不相容性,趋向于进入熔体。Os具有相容性,趋向于保留在残余地幔。在核幔分异的过程中,Os在地核中高度富集。Pt的相容性介于Re和Os之间。

Pt有6个同位素:^{190}Pt(0.014%)、^{192}Pt(0.782%)、^{194}Pt(32.967%)、^{195}Pt(33.832%)、^{196}Pt(25.242%)和^{198}Pt(7.163%)[2],其中^{190}Pt的相对丰度最低,故其相对丰度的误差较大。Walker等[3]得到^{190}Pt的丰度为0.012 4%,本文采用这一数据。Re有两个同位素:^{185}Re(37.40%)和^{187}Re(62.60%)[2]。Os有7个同位素:^{184}Os(0.02%),^{186}Os(1.59%),^{187}Os(1.96%),^{188}Os(13.24%),^{189}Os(16.15%),^{190}Os(26.26%)和^{192}Os(40.78%)[2]。

^{190}Pt通过α衰变形成^{186}Os:$^{190}Pt\rightarrow{}^{186}Os+\alpha$。早年测定的$^{190}Pt$的衰变常数为$1.07\times10^{-12}a^{-1}$(误差为±3.4%)和$1.1\times10^{-12}a^{-1}$[4,5]。为重新确定此衰变常数,Walker等[3]对西伯利亚的诺里尔斯克(Noril'sk)侵入体中的含Pt矿石进行Pt-Os同位素研究,得到Pt-Os等时线的斜率为0.000 387 5±32(2σ)(图1);由已知的U-Pb年龄(251.2±

收稿日期:2003-10-28;**修订日期**:2004-01-08
基金项目:国家自然科学基金资助项目(49973017)
作者简介:杨 刚(1976—),男,博士研究生,同位素地球化学专业。电话:0551-3601393; E-mail: ygang@mail.ustc.edu.cn

0.3) Ma，得到^{190}Pt的衰变常数为 1.542×10^{-12} a^{-1}，估计误差为±1%。该计算中采用^{190}Pt的丰度为0.012 4%[3]。等时线横坐标$^{190}Pt/^{188}Os$值是由实测 Pt 含量和^{190}Pt相对丰度计算得到，所以^{190}Pt的丰度直接参与半衰期的计算。后来，Horan 用 MC-ICP-MS 测定得到的^{190}Pt的相对丰度为 0.012 96%(未发表数据)，据此重算得到衰变常数为$1.477\times10^{-12}a^{-1}$，相应的半衰期为 4.69×10^{11} a[6]，是^{147}Sm半衰期的 4.5 倍。此值与 Walker 等[3]的相比相差 4%，估计误差仍为±1%。本实验室用 ICP-MS 所测的普通 Pt 丰度与 Walker 等[3]的接近，故建议采用他们的值。

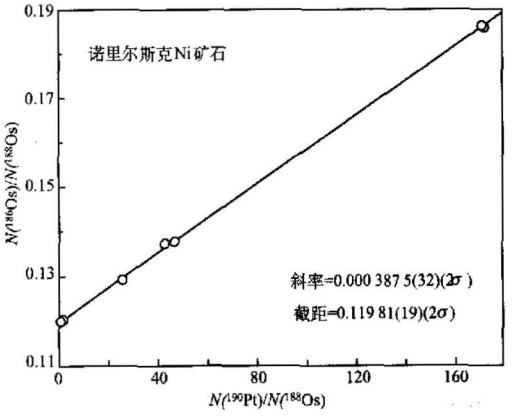

图 1 诺里尔斯克 Pt 矿石的 $^{190}Pt/^{188}Os$-$^{186}Os/^{188}Os$ 相关图[3]

Fig. 1 $^{190}Pt/^{188}Os$ vs. $^{186}Os/^{188}Os$ for ores from Noril'sk pluton

2 分析方法

在 Re-Os 分析方法中加入 Pt 含量分析，构成 Pt-Re-Os 体系的分析方法。通常是同时分析 Os、Re 和 Pt 的含量以及 Os 同位素比值，可以同时得到关于 Pt-Os 和 Re-Os 同位素体系的信息。

虽然溶样可采用 NiS 试金法、酸溶、溴法溶样、碱溶或者是卡洛斯管溶解等多种方法[7~10]。但卡洛斯管溶样的效果最佳，可以保证达到同位素平衡而且流程空白低，是国际上通用的方法。

由蒸馏法或 CCl_4 萃取法分离 Os，经过微蒸馏后纯化的 Os 及可用作 N-TIMS 测定。残液中的 Pt 和 Re 用碲共沉淀和丙酮萃取分离纯化[7,9]。由于铂族元素的块金效应，必须在同一份溶液中测 Pt 和 Os，否则将对结果带来很大的误差。

元素含量用同位素稀释法测定。Re 和 Os 的同位素稀释法测量既可以采用 ICP-MS 也可以采用 N-TIMS 方法，但后者灵敏度较高，同位素质量分馏较小。对于 Pt 而言，由于电离电位很高，所以只能采用 ICP-MS 来测定。由于自然界$^{186}Os/^{188}Os$变异范围很小，ICP-MS 的测量精度不够，$^{186}Os/^{188}Os$同位素比值测量只能采用负离子热表面电离质谱仪(N-TIMS)。进行示踪研究时，为了得到高精度的$^{186}Os/^{188}Os$初始值，可以取 Pt/Os 极低的样品或不含 Pt 的锇铱合金，分成若干份平行样品不加稀释剂直接测定$^{186}Os/^{188}Os$比值，然后取平均值。

目前，Pt、Re 和 Os 的实验室空白水平大致是：$w(Pt)<1\times10^{-12}$；$w(Re)=(50\pm10)\times10^{-12}$；$w(Os)=(3\pm1)\times10^{-12}$[11]。地球样品$^{186}Os/^{188}Os$同位素组成的最大差别在万分之二左右，因此要求测定精度达到十万分之一以下的量级，即实测值应精确到小数点后第 6 位或第 7 位，这样高的精度是单次质谱测量很难达到的。通常要把一个样品分成多份进行平行的化学处理和质谱测量，用求平均值的方法提高精度[12~14]。

3 ^{190}Pt-^{186}Os 定年研究

^{190}Pt-^{186}Os 作为一种定年手段，具有其独特的优点，主要是可用于铂族元素矿床的直接定年。其结果不但可以与 Re-Os 年代学研究结果相校验，还可以为某些 Re/Os 比值变化不大但 Pt/Os 比值变化较大的样品提供一种定年手段。

对于 Pt，Os 分异程度较高的矿床有可能利用等时线的方法来定年。而对于那些富 Os 贫 Pt，因而 Pt/Os 比值很低的样品，在给定了上地幔$^{186}Os/^{188}Os$的演化线后，可以采用^{186}Os的模式年龄计算来估计矿床的形成年龄。

Walker 等[3]得到了 IIAB 铁陨石的等时线年龄为(4 290±284) Ma(2σ，$\lambda=1.542\times10^{-12}$ a^{-1})，其中不包括 Ni 含量较高且变质程度较高的 IIB 铁陨石亚群。而利用^{187}Re-^{187}Os测得的 IIA 铁陨石的形成年龄为(4 537±8) Ma，两者在误差范围内一致[3]。

在研究变质程度较高的陨石的形成年龄时，^{190}Pt-^{186}Os 同位素体系比^{187}Re-^{187}Os 更加理想。IIAB 铁陨石随着 Ni 浓度变化的同时 Re 的浓度也会发生很大的变化，变化范围可以达到 4 个数量级。

当铁陨石中 Ni 的含量增加时，Re 的浓度会显著下降[15]。所以高 Ni、高变质程度的铁陨石的 Re 含量很低，在进行空白校正时会引入较大的误差，这是 ^{187}Re-^{187}Os 同位素体系体系在测定铁陨石年龄时会面临的难题。此外，IIA 和 IIIB 群铁陨石的 Re/Os 的变化范围相对较小，不容易得到好的 Re-Os 等时线[3,16]；而 Pt 的浓度随铁陨石变质程度变化的幅度不大，其最大变化不会超过 10 倍。随着分异程度的增加，Os 的浓度减少，Pt/Os 的变化范围就会增大。Pernicka 等得到 IIAB 铁陨石中最大 $^{190}Pt/^{188}Os$ 的值超过了 0.3[17]。这样就有利于得到好的 Pt-Os 等时线[3]。随着技术的不断发展，$^{186}Os/^{188}Os$ 比和 Pt 含量测定精度的进一步提高，^{190}Pt-^{186}Os 同位素体系有可能发展成为一种有效的定年方法。

4 Pt-Os 体系的地球化学示踪

4.1 地幔的 $^{186}Os/^{188}Os$ 值

由于 ^{190}Pt 的半衰期很长并且丰度很低，所以一般的地球化学分异不能产生明显的 ^{186}Os 异常，只有行星内部亲硫元素的大尺度分异才能导致 $^{186}Os/^{188}Os$ 比值的显著异常。在示踪地球内部大尺度的地球化学行为时，地幔 $^{186}Os/^{188}Os$ 比值的确定是地幔示踪研究的基础。Re-Os 的研究表明，地球上地幔的 Re/Os 值与普通球粒陨石值相似，同样 Pt/Os 的值也应该具有相似的性质。

地幔的 $^{186}Os/^{188}Os$ 比值是通过研究普通球粒陨石、铬铁矿、锇铱矿和深海橄榄岩得到的(图 2)。比较行星学研究表明，球粒陨石基本上代表了地幔

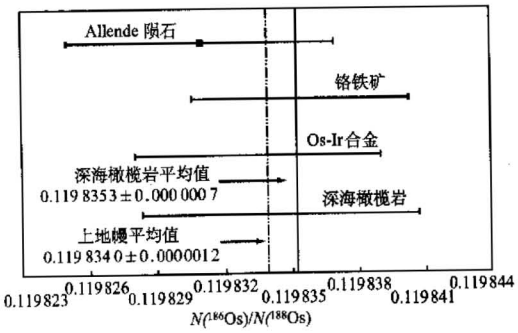

图 2 上地幔的 $^{186}Os/^{188}Os$ 比值统计图
(图中比值变化范围包括了测量误差在内)[3,13,18]
Fig. 2 The statistic graph of the $^{186}Os/^{188}Os$ ratio of the upper mantle

组成。Allende 碳质球粒陨石的 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$ 的值为 0.119 831(6)，根据假设的现代上地幔和球粒陨石的组成计算出太阳系的 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$ 初始值为 0.119 820[3]。从全球各地采集的 7 个橄榄岩和蛇纹岩中的锇铱矿和铬铁矿的 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$ 平均值为 0.119 834 0(12)[18]。此值与 Allende 碳质球粒陨石的 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$ 值在误差范围内一致。这两个数值的一致说明在上地幔中即便经历了熔融亏损后的岩石经过中长期演化后所导致 $^{186}Os/^{188}Os$ 的分异不超过 30%[18]。大西洋 Kane 地区的深海橄榄岩的 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$ 值为 0.119 835 3(7)[13]。综合上面的研究结果得到上地幔的平均 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$ 值为0.119 834(2)。

4.2 地幔柱

用 ^{190}Pt-^{186}Os 和 ^{187}Re-^{187}Os 体系联合示踪可以提供关于核幔相互作用的信息，这是其它同位素体系很难做到的。

(1)夏威夷地幔柱

夏威夷是研究得最详细深入的地幔柱之一。目前夏威夷地幔柱形成于下地幔已成为不争的事实，所以该地区是研究核幔边界化学地球动力学过程的最理想地区。苦橄岩代表高温下地幔大比例部分熔融的产物，是原始地幔熔体的代表。在夏威夷苦橄岩中观察到 ^{186}Os 和 ^{187}Os 同时富集的现象(图 3)。图 3 中由深海橄榄岩、Os-Ir 合金和铬铁矿等代表的上地幔值为 0.119 834(2)。夏威夷苦橄岩的 $^{186}Os/^{188}Os$ 和 $^{187}Os/^{188}Os$ 值都比上地幔的平均值要高，$N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$ 为 0.119 833 9～0.119 852 6，$\gamma(Os)$(定义为 $\gamma(Os)=\left[\frac{(^{187}Os/^{188}Os)sample(t)}{(^{187}Os/^{188}Os)mantle(t)}-1\right]\times100$)为 1.23～9.06，也就是说夏威夷苦橄岩相对于平均上地幔来讲，具有更多的放射成因组分。这种放射成因异常要求其源区同时富集 Pt/Os 和 Re/Os，且经过长期的衰变积累才能形成。从图 3 还可以发现夏威夷苦橄岩的 $^{186}Os/^{188}Os$ 和 $^{187}Os/^{188}Os$ 正相关。此正相关性可以用两元混合模型来解释，其中一个端员组分相对于球粒陨石富集 Pt 和 Re，且有长期历史，可能是核幔边界物质或古老洋壳；另一个端员组分具有和球粒陨石一样的 Pt/Os 比值和比球粒陨石高出 2%的 $^{187}Os/^{188}Os$。

^{187}Os 相对于平均上地幔富集的现象在一些不

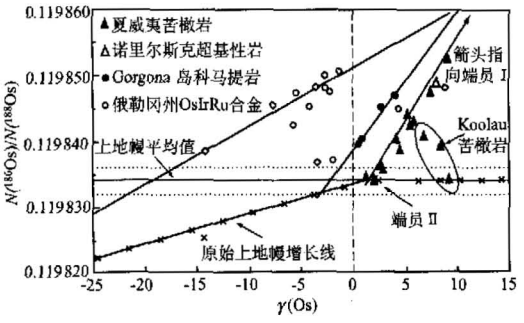

图 3 夏威夷苦橄岩、诺里尔斯克超基性岩、Gorgona 岛科马提岩、俄勒冈州锇铱钌合金等源自上地幔的物质的 $^{186}Os/^{188}Os$-$\gamma(Os)$ 关系图[3,12~14,18,19]

Fig. 3 The $^{186}Os/^{188}Os$ vs. $\gamma(Os)$ plot for upper mantle-derived Hawaiian picrites, ultramafic rocks from Noril'sk, komatiites from Gorgona island and the Os-Ir-Ru alloy from Oregon

同类型的地幔柱中曾有所发现。例如 OIB 的 $^{187}Os/^{188}Os$ 值比球粒陨石高。一些学者认为 OIB 中 $^{187}Os/^{188}Os$ 的异常可能是由于俯冲的洋壳进入到地幔源区，从而使地幔源区的 Re 相对富集[20]。这种观点得到了 Pb，Sr，Nd 等同位素示踪体系的支持。但是，这种观点不能解释夏威夷地幔柱 ^{186}Os 异常富集的现象。因为俯冲洋壳本身的 Pt/Os 值仅是地幔的 2～6 倍，而且地壳中 Pt 的含量范围与上地幔相似(上地幔 $w(Pt)$：$(3\sim10)\times10^{-9}$；典型玄武岩 $w(Pt)$：$(0.2\sim10)\times10^{-9}$；典型沉积岩 $w(Pt)$：$(0.5\sim10)\times10^{-9}$)，所以再循环的古老洋壳不可能使地幔源区的 Pt/Os 发生如此巨大的变化。因为要使得 $^{186}Os/^{188}Os$ 达到夏威夷苦橄岩异常时，需要加入的洋壳物质占 80%～90%。大量洋壳物质的加入会导致 Re 的高度富集从而可能使 $\gamma(Os)$ 值达到 270～3 000，远远高于夏威夷地幔柱 ^{187}Os 的实测异常值，并且大量洋壳物质的加入会改变夏威夷岩浆岩的主量元素组成，而夏威夷的研究对象是苦橄岩，苦橄岩是上地幔橄榄岩经过大比例部分熔融形成的。因而古老洋壳作为一个混合端员不满足图 3 中的混合线和岩相学的要求。古老洋壳在俯冲过程中由于脱水和熔融，一部分 Re、Os 和 Pt 进入到流体中，最后进入到了上覆地幔楔中，所以实际参加夏威夷苦橄岩源区混合的古老洋壳的 Re、Os 和 Pt 浓度要比上面计算时所用的参数要低。因此单独的古老洋壳物质的加入不能解释 ^{186}Os 和 ^{187}Os 同时富集的现象[19,21]。

大洋底部的富 Fe、Mn 沉积物有很高的 Pt/Re 比(达到 645)但 Re/Os 比值较低[22]。如有很高的 Pt/Os 比和适当的 Re/Os 比的古老(如 20 亿年)富 Fe，Mn 的沉积物与地幔端员混合有可能产生 ^{186}Os-^{187}Os 同时富集的幔源岩浆岩。但当有大量这样的洋壳物质的加入导致 Os 同位素组成异常时，Os 同位素组成与 Fe 和 Mn 应具有一定的相关性。实际上具有 ^{186}Os-^{187}Os 双异常的幔源岩石的 Os 同位素组成与 Fe 和 Mn 不具有相关性，这说明 Os 同位素组成的异常并不是由富 Fe、Mn 沉积物的加入而引起的[14]。

另外一种可能的解释就是核幔相互作用。这种模型假设总体上地核的 Pt/Os 和 Re/Os 值与球粒陨石值相当。在地球内核结晶过程中，Re、Os 和 Pt 的分配系数分别是 $D(Os)>D(Re)>D(Pt)$，所以 Os 优先进入结晶相，于是外核的 Pt/Os 和 Re/Os 值便不断增加，造成了外核中 Pt/Os 和 Re/Os 比值高于球粒陨石值。随着时间的推移，在地球外核富集了大量的 ^{186}Os 和 ^{187}Os，外核中 Os 的质量分数可以达到 1×10^{-6}，而地幔中只有约 3×10^{-9}。因此只要有 0.5%～1%的外核物质加入到下地幔中就可以形成 ^{186}Os 和 ^{187}Os 富集的地幔柱源区，这样便可以解释 ^{186}Os 和 ^{187}Os 同时富集的现象。同时夏威夷的苦橄岩的 $^{186}Os/^{188}Os$ 与高的 $^{3}He/^{4}He$ 具有相关性。这说明夏威夷的苦橄岩没有经历过去气作用，很可能来源于下地幔源区。所有的这些证据表明夏威夷地幔柱很可能形成于核幔边界[12]。

图 3 中有少量样品落在混合直线下方，这些样品点是两端员混合模型所不能解释的。落在混合直线下方的 Koolau 等岛屿的苦橄岩的 Pb($N(^{206}Pb)/N(^{204}Pb)=17.8$)、Sr ($N(^{87}Sr)/N(^{86}Sr)=0.70450$) 和 Nd($\varepsilon(Nd)\approx0$) 同位素组成与 MORB 有显著差异。这也许说明在夏威夷岩浆中有少量的 ^{187}Os 是来源于古老的循环洋壳。这样一个三元的混合模型可以较完美地解释夏威夷地幔柱的物质来源[12,19,23,24]。然而，如果没有 $^{186}Os/^{188}Os$ 这一指标就不可能揭示核幔边界物质加入的信息。

(2)Noril'sk

俄罗斯西伯利亚的诺里尔斯克(Noril'sk)是世界最大的 Cu-Ni(PGE)硫化物矿床之一。矿床产于由溢流玄武岩形成的西伯利亚暗色岩系中，其年龄约为 251 Ma，约有 250 万 km^3 的巨量玄武岩的产出，与二叠纪末的生物灭绝事件一致。巨量玄武岩浆在短期内突然喷发使西伯利亚暗色岩系的地幔柱

成因成为共识。古老的大陆地区的地幔柱中是否与现代大洋地区的夏威夷地幔柱一样具有来自于核幔边界的物质是一个很有趣的问题。

诺里尔斯克矿床的侵入体和与其相关的苦橄岩的 Nd、Pb 和 Os 同位素组成都与夏威夷玄武岩相似，不仅如此，还发现这些岩石中也存在^{186}Os 和^{187}Os同时富集的现象[3]。线性好的^{190}Pt-^{186}Os 等时线表明，诺里尔斯克地幔柱的岩浆结晶以后，Pt 和 Os 未经历过后期的开放行为。Pb、Sr 和 Nd 同位素的综合研究结果表明诺里尔斯克矿体和相关的火成岩中没有地壳^{187}Os 的加入，这样，^{186}Os 和^{187}Os 同时富集是诺里尔斯克地幔柱源区的原始特征。这一点和夏威夷地幔柱非常相似。图 3 中诺里尔斯克的^{186}Os/^{188}Os 和 γ(Os)与夏威夷的结果落在同一混合趋势线上。这说明诺里尔斯克地幔柱也可能是由于核幔边界物质的加入而形成^{186}Os 和^{187}Os 的双异常[3,25]。

(3)其他地区

继夏威夷和诺里尔斯克两个地区的研究之后，利用^{186}Os-^{187}Os 同时富集现象又揭示了其他若干有地球外核物质参与的和地幔柱有关的深源岩石。

Gorgona 岛位于哥伦比亚以西 50 km 的太平洋上，该岛屿的科马提岩的 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$的变化范围是 0.119 839 7(22)～0.119 847 0(38)，γ(Os)的范围是+0.15～+4.4[14,26](图 3)。在美国加利福尼亚北部和俄勒冈西南部的克拉玛斯山发现锇铱钌矿，矿物学研究表明这种矿物可能形成于核幔边界[27]，它们的 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$和 γ(Os)的范围分别是 0.119 836 8(31)～0.119 850 7(48)和−14.2～8.8[28]。与夏威夷苦橄岩^{186}Os-^{187}Os 双异常同样的原因，这两个地区岩石中也非常可能有外核物质的参与。在图 3 中可以看到 Gorgona 岛科马提岩的数据介于夏威夷苦橄岩和俄勒冈锇铱钌矿混合线之间，3 条混合线的斜率不同。但是这 3 条混合线相交于同一个小区域，$N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$和 γ(Os)相当于0.119 870和+17.5[14]。这个 Os 同位素数据交汇的端员可能代表外核的 Os 同位素组成。

另外位于委内瑞拉以北 70 km 的库勒索岛，大西洋中脊的亚速尔群岛和津巴布韦的 Belingwe 绿岩带都存在^{187}Os 异常，γ(Os)分别为−0.3～+1.4，+0.8～+7.9 和−16.7～+14，并且与 Sr、Nd 和 Pb 等的同位素组成没有相关性。在用古老洋壳加入的模型来解释^{187}Os 异常时，一定要非常慎重，也许外核物质和玄武质洋壳的共同加入才是这些地区^{187}Os 异常的真正原因[29]。但只有同时研究了^{186}Os/^{188}Os 比值，并确定了^{186}Os 和^{187}Os 的双异常时，才能比较肯定地判断是否有外核物质的存在[23,26,30]。

通过 Pt-Os 和 Re-Os 体系的示踪揭示了一个典型的现代大洋地幔柱和一个典型的 250 Ma 前的陆下地幔柱中均含有核幔边界来的物质。近来还发现了其他一些与来自核幔边界物质有关的地幔柱。但是现在还不知道是否与所有地幔柱有关的苦橄岩都表现出^{187}Os 和^{186}Os 的双富集异常。也许这种技术可以发展成为一种判断地幔柱起源深度的技术，即只有来自于核幔边界的地幔柱才有 Os 同位素双异常，而不具有这种异常的地幔柱来自于上、下地幔边界。此外 Os 同位素双异常的研究还可为内核开始结晶时间提供制约[14]。

4.3 地壳岩石示踪

迄今为止，利用^{186}Os-^{187}Os 示踪研究壳源岩石(矿床)的最好例子是肖德贝里(Sudbury)镍矿床，它是世界上最大的镍矿床，该矿床的形成是由于陨石的撞击所导致。肖德贝里撞击坑形成于(1 850±1) Ma。早期圆形的撞击坑由于后期的构造作用变成了现今的椭圆形。肖德贝里火成杂岩体主要由石英苏长岩、辉长岩和文象斑岩等组成，Ni-Cu 矿石形成于火成杂岩体的底部。

Nd 同位素体系给出肖德贝里火成杂岩体(Sudbury Igneous Complex)南北缘苏长岩的ε(Nd)(1.85 Ga)范围分为−6.9～−7.5 和−7.0～−8.7，南北缘镁铁和超镁铁包体的 ε(Nd)(1.85 Ga)范围分别为−6.1～−8.3 和−5.7～−9.1，说明肖德贝里的火成岩和包体都是来自于一个相对均一的地壳源区。但是肖德贝里火成杂岩体南北缘矿石和长石的 $N(^{207}Pb)/N(^{204}Pb)$初始值的变化范围分别为 15.37～15.47 和 15.00～15.15；南北缘角砾岩的$N(^{207}Pb)/N(^{204}Pb)$初始值的变化范围分别为15.39～15.54和 14.96～15.17。表明肖德贝里火成杂岩体南北缘受冲击的靶物质、冲击角砾岩和成矿岩体都存在显著的差别[31]。但是 Pb 同位素仍然不能分辨位于杂岩体北部的各矿床的源区是否有进一步的区别。

Morgan 等[11]研究了位于肖德贝里火成杂岩体西北的 McCreedy West(MW)、Strathcona(S)和位

表 1 肖德贝里矿区各矿床之间的 Re-Os 年龄和 Os 同位素初始比值

Table 1 The Re-Os ages and initial ratios for different ore deposits in SIC

参数	McCreedy West(MW)矿床	Falconbridge(F)矿床	Strathcona(S)矿床	
			上盘	深部铜矿带
	地理位置	北缘	南缘	北缘
^{187}Re-^{187}Os 年龄	(1 835±70) Ma	(1 825±340) Ma	(1 780±7) Ma	
$N(^{187}Os)/N(^{188}Os)$初始值	0.514±0.019	0.550±0.042	0.934±0.005	
$N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$初始值	0.119 847 5(19)	0.119 851 5(82)	0.119 826 9(35)	0.161(27)

* 此 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$值为现代值。

于东南的 Falconbridge(F)矿床的 Re-Os 和 Pt-Os 同位素。MW 和 F 矿床的^{187}Re-^{187}Os 年龄分别为(1 835±70) Ma 和(1 825±340) Ma，与公认的形成年龄 1 850 Ma 在误差范围内一致，其 $N(^{187}Os)/N(^{188}Os)$ 的初始比值分别为(0.514±0.019)和(0.550±0.042)，$N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$的初始比值为 0.119 847 5(19)和 0.119 851 5(82)(表 1)，都具有一定的^{187}Os 和^{186}Os的双放射成因异常[11]。

位于 M W 矿床不远处的 S 矿床的 Re-Os 等时线年龄为(1 780±7) Ma，$N(^{187}Os)/N(^{188}Os)$的初始值为 0.934。此等时线年龄明显的低于 1 850 Ma，可能是由于后期下地壳熔融导致的岩墙活动对 Os 同位素体系的扰动所造成。在 S 矿床上盘的两个矿石样品中没有发现放射成因的^{186}Os 异常，$N(^{186}Os)/N(^{188}Os)=0.119\ 827$(表 1)，相当于 2 700 Ma 前的球粒陨石地幔值。S 矿床有高的 $N(^{187}Os)/N(^{188}Os)$和低的初始$N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$值，与 M W 和 F 两矿床显著不同。在 S 矿床的深部铜矿带(Deep Copper Zone)得到^{190}Pt-^{186}Os 的等时线年龄为(2 295±68) Ma，$N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$初始值为(0.161±0.027)。但是此等时线年龄是不可信的，原因是由于样品中^{188}Os 的含量太低，从而导致 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$具有较大的误差，同样的原因，其 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$的初始比值也是不可信的[11]。

简言之，位于杂岩体北缘的 MW 矿床和位于南缘的 F 矿床的 Os 同位素组成($^{186}Os/^{188}Os$ 和 $^{187}Os/^{188}Os$)相似，但与 S 矿床(位于杂岩体北缘)的 Os 同位素组成不同，显然有两种不同的源区。

在解释肖德贝里矿区各矿床的物质来源时，通常采用两元混合模型，分别以太古宙苏必利尔省和元古宙 Huronian 省的沉积变质岩作为混合端员，可以再现肖德贝里矿床的^{187}Re-^{187}Os 同位素特征，但是这不能解释 MW 和 F 矿床的^{186}Os 富集特征，必须要求第三个端员组分。这第三个组分很可能是太古宙或者古元古代的铁镁质岩石(如辉长岩和辉绿岩)，这些岩石的 $N(^{190}Pt)/N(^{188}Os)$比值高达 0.1，经过一段时间的衰变就可以积累高的 $N(^{186}Os)/N(^{188}Os)$值[11]。

5 结语

Pt-Os 同位素体系是近几年才开始发展起来的，其可以直接对矿床进行定年。同时，该体系在地球化学示踪方面能够提供重要的关于地球深部的信息，特别是在区分源区物质是否有古老洋壳或者是核幔边界物质加入方面可以提供有力的证据。在研究铂族矿床时，Pt-Os 同位素体系与 Re-Os 同位素体系的联用可以在矿床形成时间和成矿物质的来源方面得到更加深入和全面的认识。但是目前还有许多工作需要细致深入的开展下去，以便可以进一步了解核幔的动力学过程，以及岛弧玄武岩和地幔柱源区的同位素组成变化。

References[参考文献]:

[1] SHIREY S B, WALKER R J, MORGAN J W. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry[J]. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1998 (26): 423-500.

[2] TAYLOR P D P. *Isotopic Compositions of the Elements*[C]. International Union of Pure and Applied Chemistry, 1999.

[3] WALKER R J, MORGAN J W, BEARY E S, et al. Applications of the ^{190}Pt-^{186}Os isotope system to geochemistry and cosmochemistry [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61 (22): 4799-4807.

[4] MAcFARLANE R D, KOHMAN T P. Natural alpha radioactivity in medium-heavy elements[J]. *Physics Review*, 1961 (121): 1758-1769.

[5] Al-BATAINA B, JANECKE J. Half-lives of long-lived alpha emitters[J]. *Radiochim Acta*, 1987(42): 159.

[6] BEGEMANN F, LUDWIG K R, LUGMAIR G W, et al. Call for an improved set of decay constants for geochronological use[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65 (1): 111-121.

[7] ZHANG Xun, JIN Lixin, CHEN Jiangfeng. Progress in chemical separation and purification for Re and Os isotopic analyses[J]. *Rock and Mineral Analysis*, 2002, 21 (1): 49-54 (in Chinese). [张巽，金立新，陈江峰. 铼-锇同位素分析中试样化学预处理方法进展[J]. 岩矿测试，2002，21 (1)：49-54.]

[8] BIRCK J L, BARMAN M R, CAPMAS F, et al. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples [J]. *Geostandards Newsletter*, 1997 (20): 19-27.

[9] COHEN A S, WATERS F G. Separation of Osmium from geological materials by solvent extraction for analysis by TIMS[J]. *Anal Chim Acta*, 1996 (332): 269-275.

[10] PEARSON D G, WOODLAND S J. Solvent extraction/anion exchange separation and determination of PGEs (Os, Ir, Pt, Pd, Ru) and Re-Os isotopes in geological samples by isotope dilution ICP-MS[J]. *Chemical Geology*, 2000 (165): 87-107.

[11] MORGAN J W, WALKER R J, HORAN M F, et al. ^{190}Pt-^{186}Os and ^{187}Re-^{187}Os systematics of the Sudbury Igneous Complex, Ontario[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66 (2): 273-290.

[12] BRANDON A D, NORMAN M D, WALKER R J, et al. ^{186}Os-^{187}Os systematics of Hawaiian picrites[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999 (174): 25-42.

[13] 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 and Planetary Science Letters*, 2000 (177): 319-335.

[14] BRANDON A D, WALKER R J, PUCHTEL I S, 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.

[15] MORGAN J W, HORAN M F, WALKER R J, et al. Rhenium-Osmium concentration and isotope systematics in group IIAB iron meteorites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59 (11): 2331-2344.

[16] YANG Gang, XIE Zhi, CHEN Jiangfeng. Applications of the Re-Os isotope system to meteorites[J]. *Earth Science Frontiers*, 2001, 8 (2): 339-343 (in Chinese). [杨刚，谢智，陈江峰. Re-Os同位素体系在陨石研究中的应用[J]. 地学前缘，2001，8 (2)：339-343.]

[17] PERNICKA E, WASSON J T. Ruthenium, rhenium, osmium, platinum and gold in iron meteorites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987 (51): 17171-11726.

[18] BRANDON A D, WALKER R J, MORGAN J W, et al. Coupled ^{186}Os and ^{187}Os evidence for core-mantle interaction [J]. *Science*, 1998 (280): 1570-1573.

[19] WALKER R J, MORGAN J W, HORAN M F. ^{186}Os enrichment in some plume: Evidence for core-mantle interaction [J]. *Science*, 1995 (269): 819-822.

[20] WIDOM E. Sources of ocean island basalts: A review of the Os isotope evidence[J]. PHYSICA A, 1997 (244): 484-496.

[21] BENNETT V C, NORMAN M D, GARCIA M O. Rhenium and platinum group element abundances correlated with mantle source components in Hawaiian picrites: Sulphides in the plume[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000 (183): 513-526.

[22] RAVIZZA G, BLUSZTAJN J, PRITCHARD H M. Re-Os systematics of platinum-group element distribution in metalliferous sediments from the Troodos ophiolite[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001 (188): 369-381.

[23] WIDOM E, SHIREY S B. Os isotope systematics in the Azores: Implications for mantle plume sources[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 142: 451-465.

[24] BENNETT V C, ESAT T M, NORMAN M D. Two mantle-plume components in Hawaiian picrites inferred from correlated Os-Pb isotopes[J]. *Nature*, 1996 (381): 221-224.

[25] WALKER R J, MORGAN J W, HORAN M F, et al. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusions, Siberia[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58 (19): 4179-4197.

[26] WALKER R J, STOREY M, KERR A C, et al. Implications of ^{187}Os isotopic heterogeneities in a mantle plume: Evidence from Gorgona island and Curacao[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63 (5): 713-728.

[27] BIRD J M, MEIBOM A, FREI R, NAGLERY T F. Osmium and Lead isotopes of rare Os Ir Ru minerals: Derivation from the core-mantle boundary region[J]? *Earth and Planetary Science Letters*, 1999 (170): 83-92.

[28] MEIBOM A, FREI R. Evidence for an ancient Osmium isotopic reservoir in Earth[J]. *Science*, 2002 (296): 516-518.

[29] HOFMANN A W. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism[J]. *Nature*, 1997 (385): 219-229.

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

[31] DICKIN A P, ARTAN M A, CROCKET J H. Isotopic evidence for distinct crustal sources of north and south range ores, Sudbury igneous complex[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60 (9): 1605-1613.

APPLICATION OF Pt-Os ISOTOPIC SYSTEM TO EARTH SCIENCES

YANG Gang[1,2], DU An-dao[1], CHEN Jiang-feng[2]

(1. *School of Earth and Space Sciences, Laboratory for Chemical Geodynamics, University of Science and Technology of China, Hefei* 230026, *China*;
2. *National Research Center of Geoanalysis, Beijing* 100037, *China*)

Abstract: ^{190}Pt produces ^{186}Os through α-decay with a decay constant of $\lambda=1.542\times10^{-12}$ a^{-1} determined by a Pt-Os isochron of Noril'sk ore. The IIAB iron meteorites are of a ^{190}Pt-^{186}Os isochron of (4 290±284) Ma (2σ), which indicates that the Pt-Os system is capable of dating paleo-samples. The $^{186}Os/^{188}Os$ of the Hawaii picrites related to a recent mantle plume ranges from 0.119 833 9 to 0.119 852 6 and $\gamma(Os)$ from 1.23 to 9.06. The $^{186}Os/^{188}Os$ of the Noril'sk Ni-Cu-PGE deposit associated with the Permian-Triassic Siberian plume is 0.119 849 and $\gamma(Os)$ is 8. The coupled $^{186}Os/^{188}Os$-$^{187}Os/^{188}Os$ enrichments suggest that the outer core material has been added to the plume source. Os isotopic compositions of the Sudbury Ni-Cu sulfide deposit supports the previous conclusion that the deposit and the igneous complex are derived from crustal materials, the $^{187}Os/^{188}Os$ data can be explained by a two end-member mixing model (Archean Superior Province and Proterozoic Huronian metasedimentary rocks). However, a third end-member that is old mafic rocks with high Pt/Os ratio is required to explain the enrichment of ^{186}Os for the McCreedy West(MW) and Falconbridge(F) deposits.

Key words: Pt-Os isotopic system; $^{186}Os/^{188}Os$, $^{187}Os/^{188}Os$; mantle plume; core-mantle interaction

本刊编辑部声明：

为适应我国信息化建设需要，扩大作者学术交流渠道，本刊已加入《中国学术期刊(光盘版)》和"中国期刊网"、"万方数据——数字化期刊群"、"中文科技期刊数据库"，并提供网络信息服务。作者著作权使用费与本刊稿酬一次性给付。如作者不同意将文章编入这些数据库，请在来稿时声明，本刊将作适当处理。目前，《地学前缘》编辑部已将近年期刊数据上网，提供全文浏览服务，欢迎登录中国地质大学(北京)学术刊物《地学前缘》主页，网址：http://www.cugb.edu.cn。