

논 평

Re-Os 동위원소 시스템의 원리와 한반도 하부지각맨틀의 연령

이 승 렬*

한국지질자원연구원 지질기반정보연구부

Principles of Re-Os Isotopic System and Dating the Age of the Subcontinental Lithospheric Mantle Beneath Korean Peninsula

Seung Ryeol Lee*

Geology and Geoinformation Division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources

요 약: Re-Os 동위원소 시스템은 ^{187}Re 이 β^- 방출에 의해 ^{187}Os ($\lambda = 1.67 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$)으로 방사성 붕괴를 하는 것을 이용한 것이며, 다양한 우주화학과 지구화학 분야에 널리 활용되고 있다. 과거 10여 년 간 발전된 원소분리기법과 기기분석방법의 발달로 인해 현재는 Sm-Nd, Rb-Sr, U-Th-Pb 동위원소 시스템과 함께 절대연령측정과 동위원소지시자로 널리 활용되고 있다. 이 논문은 Re-Os 동위원소 시스템의 일반적인 원리와 이 시스템이 널리 활용되는 분야 중 하나인 하부지각맨틀의 생성연령을 구하는 방법에 대해 한반도 남부 알칼리 현무암에 포획되어 산출하는 맨틀포획암을 대상으로 실시된 Re-Os 동위원소 자료를 이용하여 소개한다.

핵심어: Re-Os 동위원소 시스템, 고도친철원소, 맨틀포획암, 하부지각맨틀

Abstract: Re-Os isotopic system, based on the long-lived β^- transition of ^{187}Re to ^{187}Os ($\lambda = 1.67 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$), is being widely used in cosmochemistry and geochemistry. Along with the development of elemental separation and mass-spectrometric technique, the Re-Os isotopic system, like Sm-Nd, Rb-Sr, U-Th-Pb isotopic system, is now conventionally applied as a useful tool for absolute dating and isotopic tracers. This paper introduces brief principles of Re-Os isotopic system and presents the general methodology for dating the formation age of the subcontinental lithospheric mantle, based on the Re-Os isotopic data of the mantle xenoliths from South Korea.

Key words: Re-Os isotopic system, highly siderophile element, mantle xenoliths, subcontinental lithospheric mantle

서 론

Re과 Os은 소위 고도 친철원소(highly siderophile element: $D_{\text{metal/silicate}} > 10^4$)에 속하기 때문에 태양계 초기 행성이 맨틀과 핵으로 분화되는 과정에서 대부분 금속질 핵으로 분배되는 것으로 알려져 있다. 따라서 Re-Os 동위원소 시스템은 기존의 친석원소(lithophile element)를 이용한 동위원소 시스템(예, Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf, U-Th-Pb 등)을 적용하기 어려운 시료들, 예를 들면 석철질 혹은 철질운석 등의 금속질 부분의 생성연령을 구하는데 아주 유용하게 사용되고 있다. 이러한 지구 화학적 특성 때문에 전체 지구의 규산질 부분(bulk

silicate Earth = bulk Earth - core), 즉 맨틀에 분포하는 Re, Os의 함량은 전체지구 함량의 약 0.5% 정도에 불과하다. 따라서 주요 암석에 분포하는 Re과 Os은 대부분이 ng/g 혹은 pg/g 단위의 함량을 가지고 있기 때문에 널리 사용되는 친석질 동위원소 시스템에 비해서 정확한 함량과 동위원소 비를 구하는 것이 매우 어려웠다. 그럼에도 불구하고 Re-Os 동위원소 시스템은 지난 10여 년간 지속적인 원소분리방법과 질량분석기법의 개발로 인해 현재는 $\pm 0.1\%$ (2σ) 이상의 정밀도로 원소정량과 동위원소 분석이 가능하게 되어, 다양한 지질시료에 대한 연대측정과 동위원소 지시자(tracer)로서 널리 사용되고 있다(Shirey and Walker, 1998).

*Corresponding author: Tel. +82-42-868-3048, Fax. +82-42-861-9714, E-mail. leesr@kigam.re.kr

Re-Os 동위원소 시스템은 우리나라 연구자들에게 다소 생소한 동위원소 시스템이며, 지금까지 우리나라 암석을 대상으로 적용된 경우도 거의 없는 것으로 생각된다(Lee and Walker, 2006). 따라서 이 논문에서는 먼저 Re-Os 동위원소 시스템의 일반적인 원리를 소개하고(Re-Os 동위원소 시스템에 대한 자세한 내용은 Shirey and Walker(1998) 논문을 참조하기 바람), 이 동위원소 시스템이 널리 적용되는 분야 중 하나인 하부지각맨틀(subcontinental lithospheric mantle)의 연대측정과 관련하여 최근 Lee and Walker(2006)가 보고한 한반도 남부에 산출하는 다수의 신생대 맨틀호획암을 대상으로 구한 Re-Os 동위원소 자료를 토대로 한반도 남부 하부지각맨틀의 생성연대와 진화사에 관해 간단히 소개하고자 한다.

Re-Os 동위원소 시스템의 원리

지구화학

자연계에서 Re($Z = 75$)은 두개의 동위원소, 즉 ^{185}Re (37.40 atomic%)과 ^{187}Re (62.60 atomic%)로 구성되며, 원자량은 186.207이다. 이 중 ^{187}Re 동위원소는 β^- 방출에 의해 ^{187}Os 로 방사성 붕괴를 하며, 이를 이용한 것이 Re-Os 동위원소 시스템이다.

Re은 주기율표에서 Mn과 Tc와 함께 VIIIB족에 속하며, Mo($Z = 42$)과 비슷한 화학적 특성을 가진다. Re은 -1에서 +7까지의 다양한 산화 상태를 가지나, 자연계에서는 주로 +4와 +7의 상태로 존재한다. Re^{4+} (0.71 Å)의 이온반경(ionic radius)은 Mo^{4+} (0.68 Å)과 비슷하며, Re(1.9)의 전기음성도(electronegativity) 역시 Mo(1.8)과 거의 같다. 따라서 Re^{4+} 은 Mo^{4+} 을 쉽게 치환하기 때문에 몰리브데나이트(MoS_2)를 포함한 여러 Mo을 함유하는 황화광물에 많이 포함된다. 또한 Re^{4+} 는 Cu^{2+} (이온

반경 = 0.69, 전기음성도 = 1.9)를 쉽게 치환하는 경향이 있어서 Cu 황광물에도 많이 포함된다.

Os($Z = 76$)은 Ru, Rh, Pd, Ir, Pt 등과 함께 소위 백금족 원소(platinum group element)에 속하며, 0에서 +8까지의 다양한 산화 상태를 가지나, 자연계에서는 주로 0, +3, +4의 상태로 존재한다. Os^{4+} 의 이온반경은 0.71 Å이고 전기음성도는 2.2이다. Os 동위원소는 자연계에서 모두 7개(^{184}Os , ^{186}Os , ^{187}Os , ^{188}Os , ^{189}Os , ^{190}Os , ^{192}Os)로 구성되며, 이들 동위원소 중 ^{186}Os 과 ^{187}Os 동위원소는 각각 ^{190}Pt ($\lambda = 1.415 \times 10^{-12} \text{ year}^{-1}$, Cook *et al.*, 2004)과 ^{187}Re ($\lambda = 1.666 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$) 동위원소의 α 와 β^- 방출에 의한 방사성 붕괴에 의해 생성된다. ^{186}Os 동위원소는 α 방출에 의해 다시 ^{182}W 동위원소로 방사성 붕괴를 하나, 워낙 긴 붕괴상수($\lambda = 3.5 \times 10^{-16} \text{ year}^{-1}$)를 가지기 때문에 지질학적 적용에 있어서 안정 동위원소로 취급될 수 있다. Table 1은 메릴랜드 대학교 지질학과의 동위원소 실험실에서 사용하는 표준물질(Johnson-Matthey Os standard)의 Os 동위원소 비와 함량(atomic %)을 제시하고 있다(Shirey and Walker, 1998).

원소분리방법

시료에 들어있는 Os 함량을 정량하기 위해서는 첨가한 스파이크에 들어있는 Os과 시료의 Os을 완전히 평형상태로 만들어야 한다. 그러나 Os의 다양한 산화 상태에 기인하는, 특히 OsO_3^- 는 휘발성이 매우 크기 때문에 Re-Os 동위원소 시스템의 개발 초기에 있어서 시료와 스파이크의 Os을 완전한 평형상태의 혼합용액으로 만드는 것이 어려운 문제점 중의 하나였다. 이러한 문제점은 Shirey and Walker(1995)가 소위 '카리우스 튜브 용해법(Carius Tube digestion)'을 개발함으로써 해결되었다. 이 방법은 석영 혹은 파이렉스(pyrex)

Table 1. Osmium isotope ratios and isotope percentage for the University of Maryland at College Park (UMCP) Johnson-Matthey Os standard^a

Isotope ratio	Measured value	Isotope	Percentage composition
$^{184}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	0.0013313 ± 13	^{184}Os	0.0177
$^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}^b$	0.119848 ± 8	^{186}Os	1.593
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}^b$	0.113791 ± 15	^{187}Os	1.513
$^{189}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	1.21967 ± 14	^{188}Os	13.29
$^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	1.98451 ± 16	^{189}Os	16.22
$^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	3.08271	^{190}Os	26.38
		^{192}Os	40.98

^aErrors quoted are 2σ of the population of 15 measurements on 30-ng aliquots of standard. Measurement made by multicollection in Faraday cups in static mode. Fractionation was corrected using a $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of 3.08271 (Luck and Allegre, 1983)

^bVariable in nature.

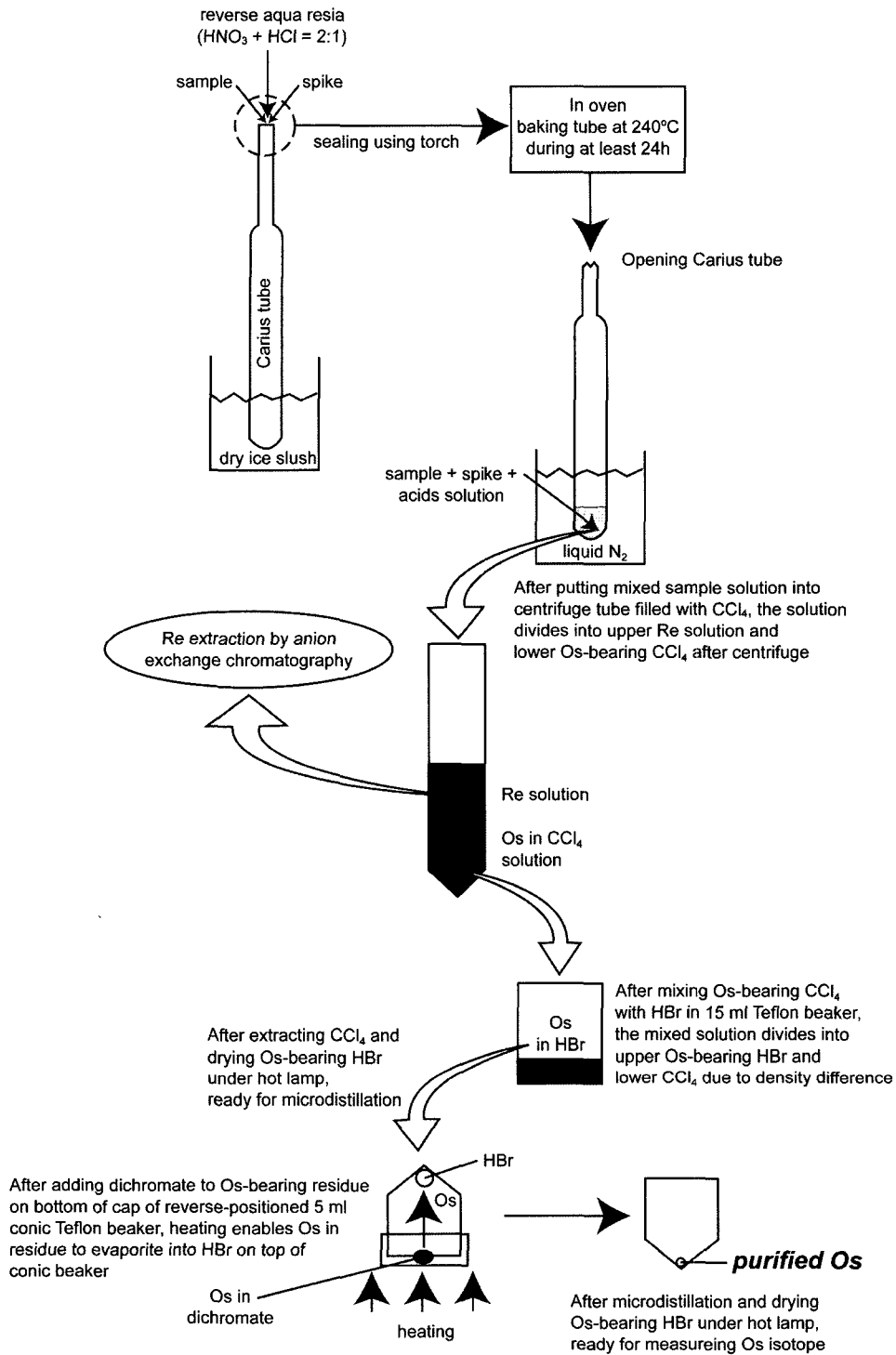


Fig. 1. Cartoon showing general procedure for extracting Os from sample (modified from protocol of Isotope Geochemistry Laboratory, Department of Geology, University of Maryland).

유리로 제작된 호리병 모양의 유리관에 시료와 스파이크를 넣은 다음 질산과 염산의 혼합산을 첨가한 후 유리관을 밀봉하여 오븐에 넣고 약 240°C 이상의 온도에서 적어도 24시간 이상 가열하여 시료와 스파이크의 Os을 완전히 산화시켜서 서로 평형상태를 이루도록 하는 방법이다. 이 방법은 시료와 스파이크의 Os을 평형상태로 만드는 가장 효과적인 실험방법으로 현재 거의 대부분의 실험실에서 사용되고 있다. 그러나 카리우스 튜브가 유리로 제작되었기 때문에 흔히 암석시료를 녹일 때 사용되는 불산을 사용할 수 없기 때문에 암석시료의 경우 규산질 물질을 완전히 녹일 수 없는 문제점이 있다. 그러나 일반적으로 규산질 물질에 포함되는 Os 함량이 지극히 적기 때문에 규산질 잔류물에 포함되는 Os의 영향은 일반적으로 미미한 것으로 알려져 있다.

시료에서 Os을 추출하는 원리는 비교적 간단하다 (Birck *et al.*, 1997). 우선 카리우스 튜브 용해법을 이용해서 시료를 용해한 다음, 이 용액에 들어있는 산화상태의 Os을 증류법(distillation) 또는 솔벤트 추출법(solvent extraction) 등을 이용해서 환원 상태로 만든 다음, 미세증류법(microdistillation)을 통해 재차 산화-환원 시키는 과정을 반복해서 순수한 Os을 추출한다. Re은 Os을 추출하고 남은 용액에서 음이온 교환 수지 크로마토그래피(anion exchange chromatography)를 이용해서 추출한다(Morgan and Walker, 1989; Walker *et al.*, 2002a). Figure 1은 메릴랜드 대학 지질학과 동위원소 실험실에서 수행되는 Re과 Os 추출방법을 도식적으로 나타낸 것이다.

기기분석

Os은 높은 이온화 포텐셜(약 9eV)을 가지기 때문에 동위원소 희석법(isotopic dilution)을 통한 열이온화 질량분석기(Thermal Ionization Mass Spectrometry)를 사용하여 양이온 상태의 Os으로 분석하기가 매우 어려웠다. 따라서 연대측정이나 동위원소 지시자로서 Re-Os 동위원소 시스템이 가지는 잠재적 유용성에도 불구하고, 이러한 기기분석상의 문제점 때문에 Re-Os 동위원소 시스템 개발 초기에는 일부 Os이 풍부한 시료를 제외하고 널리 활용되지 못하였다(Allegre and Luck, 1980; Fehn *et al.*, 1986; Walker and Fassett, 1986; Walker, 1988). 그러나 음이온 열이온화질량분석기법(Negative Thermal Ionization Mass Spectrometry, N-TIMS)(Creaser *et al.*, 1991; Volkening *et al.*, 1991)이 개발됨에 따라 Os을 OsO₃의 분자형태로 분석을 할 수 있게 되면서, 나노그램(nanogram) 혹은 피코그램

(picogram) 수준의 Os을 함유하는 시료에 대해서도 ±0.1%(2σ) 이상의 정밀도로 분석이 가능하게 되어, 현재는 Sr, Nd, Pb 동위원소 등과 함께 상용적으로 Os 동위원소 비의 측정이 가능하다. Re 동위원소도 Os과 마찬가지로 ReO₄⁻의 분자형태로 N-TIMS를 사용하여 분석이 가능하다(Creaser *et al.*, 1991). 그러나 Re은 자연계에서 오직 2개의 동위원소만 존재하기 때문에 질량분석기에서 발생하는 동위원소 분별(isotopic fractionation) 효과를 보정하기에 어려운 점이 있었으나, 최근 다중검출기 유도결합 플라즈마 질량분석기(Multicollector Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry, MC-ICPMS)가 상용적으로 이용됨에 따라 보다 손쉽게 정확한 Re 동위원소 비 측정을 통한 정량이 가능하게 되었다. 이 방법의 경우 유사한 농도로 맞춘 시료와 표준물질을 번갈아 가면서 분석을 실시하여 표준물질에서 측정된 Re 동위원소 비에서 관찰되는 동위원소 분별효과를 이용하여 곧바로 시료의 Re 동위원소 비를 보정하게 된다.

Re-Os 동위원소 시스템과 맨틀의 진화

붕괴상수: Re-Os 동위원소 시스템을 지질연대측정에 사용하는데 가장 큰 제약은 ¹⁸⁷Re이 ¹⁸⁷Os으로 방사성 붕괴하는 에너지(2.65 keV)가 매우 작기 때문에 직접적으로 붕괴상수를 구하는 것이 어렵다는 점이다. 따라서 Lindner *et al.*(1989)는 Os 스파이크(¹⁹⁰Os과 ¹⁹²Os)를 첨가한 순수한 Re 화합물을 사용하여 일정한 시간이 경과한 후 발생한 방사성 Os을 측정함으로써, (4.23 ± 0.13) × 10¹⁰ year (λ = 1.64 × 10⁻¹¹ year⁻¹)의 반감기를 구하였다. 그러나 선형관계를 잘 보이는 IIAB(Shen *et al.*, 1996) 혹은 IIIA(Smoliar *et al.*, 1996) 철질운석에 대해서 Lindner *et al.*(1989)의 붕괴상수를 적용하였을 때 생성연대가 잘 규명된 기타 운석과 비교해서 체계적으로 오래된 연령을 나타내게 된다. 따라서 현재 널리 사용되는 붕괴상수는 IIIA 철질운석의 기율기를 Lugmair and Galer(1992)가 얻은 앵그라이트(angrite) 아콘드라이트(achondrite)의 Pb-Pb 연대로 환산한 붕괴상수인 λ = (1.666 ± 0.017) × 10⁻¹¹ year⁻¹ (Smoliar *et al.*, 1996) 값이 사용되고 있다.

Os 동위원소 비의 표현: Re-Os 동위원소 시스템은 일반적으로 안정동위원소인 ¹⁸⁸Os으로 표준화하여 다음의 식을 이용한다(Shirey and Walker, 1998).

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

일부 초기 연구들에서는 ¹⁸⁷Os을 ¹⁸⁶Os으로 표준화시

켜 보고하기도 하였으나, ^{186}Os 은 동위원소 함량(1.59 atomic%)이 적어서 분석오차가 크며, 실제로 ^{186}Os 은 ^{190}Pt 의 α 붕괴($\lambda = 1.415 \times 10^{-12} \text{ year}^{-1}$)에 의해 생성된 방사성 동위원소이며, 그 자체도 α 붕괴($\lambda = 3.6 \times 10^{-16} \text{ year}^{-1}$)에 의해 안정동위원소인 ^{182}W 으로 방사성 붕괴를 한다. 따라서 Re-Os 동위원소 시스템에서는 Os 동위원소 비를 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비로 표시하는 방법이 $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ 비로 표현하는 방법에 비해 널리 사용되고 있다. 기존에 $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ 비로 보고된 자료는 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = ^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os} \times ^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 의 식을 이용해서 쉽게 바꿀 수 있으며, $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 0.11986을 사용하면 된다(Shirey and Walker, 1998).

Nd 동위원소 비를 콘드라이트 기준값(Nd_{CHUR})에 대해 $\epsilon(\times 10^4 \text{ 변화율})$ 단위로 표현하는 것과 유사하게 분석한 시료의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 흔히 $\gamma\%$, 즉 $\times 10^2 \text{ 변화율}$ 단위로 규격화해서 표현한다(Walker *et al.*, 1989). $\gamma_{\text{Os}(t)}$ 은 다음의 식으로 정의된다.

$$\gamma_{\text{Os}(t)} = \{[(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{sample}(t)}) / (^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{chon}(t)})] - 1\} \times 10^2$$

여기서 정(+)의 γ_{Os} 값은 콘드라이트에 비해 높은(enriched or radiogenic) $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 비를 가진 기원지에서 유래한 시료를 의미하며 부(-)의 γ_{Os} 값은 낮은(depleted or unradiogenic) $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 비를 가진 기원지에서 유래한 시료를 의미한다. 임의의 시간에 있어서 콘드라이트의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 아래에 제시된 평균 콘드라이트 진화식으로 계산할 수 있다.

콘드라이트 Os 성분(Chondrite Os composition):

Re-Os 동위원소 시스템에 사용되는 전체 지구(bulk Earth)의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 초기 운석에 대한 Re-Os 동위원소 연구를 통해 0.1270으로 알려져 왔다(Luck and Allegre, 1983; Walker and Morgan, 1989). 그러나 최근 연구결과에 의하면(Meisel *et al.*, 1996; Walker *et al.*, 2002a), 콘드라이트 자체도 상당히 불균질한 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비를 가지는 것으로 알려졌다. 예를 들면, Walker *et al.*(2002a)은 다수의 콘드라이트를 대상으로 얻은 Re-Os 동위원소 자료를 바탕으로 탄소질(carbonaceous) 콘드라이트($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1262 \pm 0.0006, 1\sigma$)는 기존의 값에 비해 상대적으로 약 0.5% 낮은 값을, 보통(ordinary) 콘드라이트(0.1283 ± 0.0017)와 엔스테타이트(enstatite) 콘드라이트(0.1281 ± 0.0004)는 상대적으로 약 1% 높은 값을 가지는 것으로 보고하였다. 이러한 콘드라이트 Os 동위원소의 불균질한 특성과 더불어 콘드라이트 생성이후 발생한 다양한 지질학적 현상에 의해 콘드라이트 생성 당시의 콘드라이트가 가지

는 Re/Os 비가 부분적으로 교란을 받았기 때문에 일반적으로 콘드라이트를 대상으로 정확한 등시선을 구하기가 어렵다(Chen *et al.*, 1998; Walker *et al.*, 2002a). 그럼에도 불구하고 Chen *et al.*(1998)은 H-콘드라이트의 기질과 기질에 포함된 금속을 분석하여 얻은 Re/Os = 0.088, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.423$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1286$ 값들을 바탕으로 0.09526의 초기 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비를 구하였으며, 이 값들이 Re-Os 동위원소 시스템을 위한 평균 콘드라이트 저장소(average chondrite reservoir)에 해당할 것으로 보고하였다. H-콘드라이트에서 구한 등시선은 IIAB 철질운석에서 정의되는 등시선(Shen *et al.*, 1996)과 거의 일치하는 것으로 밝혀져, 이들이 유사한 Re/Os 비를 가지는 기원지에서 유래하였음을 지시한다. Smoliar *et al.*(1996)은 IVA, IIA, IIIA 철질 운석의 Re-Os 동위원소 분석을 통해 이들 운석들이 정의하는 등시선에서 구한 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 의 초기값들이 동일한 선상에 놓이는 것을 보고하고 이들 철질 운석들이 동일한 Re/Os 비를 가지는 기원지에서 유래하였으며, 이러한 기원지가 H-콘드라이트의 Re/Os 비와 오차범위 내에서 일치함을 보고하였다. Chen *et al.*(1998)과 Smoliar *et al.*(1996)의 콘드라이트와 철질운석에 대한 Re-Os 동위원소 연구는 대부분의 콘드라이트와 철질운석이 동일한 Re/Os 비를 가지는 기원지에서 유래하였음을 지시하며 아마도 이러한 기원지가 초기 태양계의 Re/Os 비에 해당한다고 할 수 있다. 따라서 철질운석에서 보고된 가장 원시적인 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 초기치, 즉 IIIA 철질운석에서 구한 초기치인 0.09531을 사용하여 콘드라이트의 평균 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 진화선(average chondritic evolution trajectory)을 다음의 식을 이용하여 구할 수 있다.

$$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{st}} = (^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_i + ^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{chon}}(e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t})$$

이 식에서 $t_0 = 4.558 \times 10^9 \text{ year}$ 이고, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.40186$, 현재 콘드라이트의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비는 0.127이다(Shirey and Walker, 1998).

초생맨틀의 Os 성분(Primitive mantle Os composition):

Sm-Nd 동위원소 시스템의 경우 콘드라이트의 Nd 동위원소 기준값(Chondritic Uniform Reservoir, CHUR)이 전체 지구의 규산질 부분(bulk silicate Earth), 즉 초생맨틀의 Nd 동위원소 값과 일치하기 때문에 시료가 유래한 기원지의 Nd 동위원소 특성을 규명하는데 콘드라이트 Nd 기준값이 매우 유용하게 이용될 수 있다. 그러나 Re과 Os은 친철원소의 지구화학적 특성을 가지기 때문에 초기 지구가 맨틀과 핵으로 분화하는 과정에서 대부분 핵으로 분배되며, 이 과

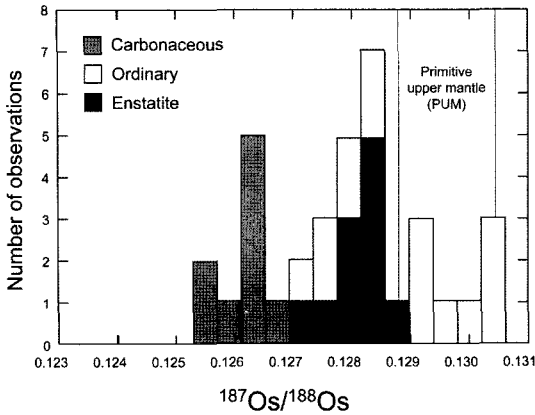


Fig. 2. $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ isotopic compositions of primitive upper mantle (PUM), compared to those of various chondritic meteorites (Meisel *et al.*, 1996, 2002). The PUM is significantly more radiogenic than carbonaceous chondrites but is well within the range of compositions defined by ordinary and enstatite chondrites.

정에서 Re이 Os 보다 낮은 $D_{\text{metal/silicate}}$ 값을 가지기 때문에 맨틀의 Re/Os 비는 콘드라이트의 Re/Os 비 보다 높은 값을 가지게 된다. 따라서 콘드라이트 Os 동위원소 기준값이 전체 규산질 지구, 즉 초생맨틀의 Os 동위원소 값과 반드시 일치하지 않기 때문에 Nd 동위원소 등과 같은 친석원소를 이용한 동위원소 시스템에 비해 상대적으로 콘드라이트 Os 동위원소 기준값의 중요성이 적다. 또한, 맨틀과 핵의 분화 이후 맨틀에 포함된 Re과 Os 함량은 기껏해야 콘드라이트 함량의 약 0.5% 정도이기 때문에, 맨틀과 핵의 분화 이후 일어난 콘드라이트형 외계 물질의 유입에 의해 맨틀의 Os 동위원소 시스템이 크게 영향을 받을 수 있다. 따라서 맨틀의 Os 동위원소 특성은 반드시 평균 콘드라이트 Os 동위원소 성분과 일치한다고 할 수 없다. 예를 들면, 탄소질 콘드라이트의 Os 함량은 약 600 ppb이고 맨틀의 Os 함량은 약 2-3 ppb이기 때문에 지구질량의 약 1%, 즉 달의 질량에 해당하는 콘드라이트형 외계 물질이 맨틀과 핵의 분화과정 이후 유입되었을 경우(소위 late veneer 혹은 late accretion event) 맨틀의 Os 동위원소 특성은 전적으로 나중에 유입된 외계 물질에 의해 지배됨을 알 수 있다. 실제로 초생맨틀(Primitive Upper Mantle, PUM), 즉 부분용융을 전혀 경험하지 않은 맨틀의 현재 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 콘드라이트 기준값(0.127)에 비해 약 2% 높은 0.1296으로 알려져 있으며, 탄소질 콘드라이트 보다는 보통 콘드라이트 혹은 엔스테타이트 콘드라이트와 유사한 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비를

가지는 것으로 알려져 있다(Meisel *et al.*, 2002)(Fig. 2). 따라서 맨틀의 이러한 Os 동위원소 특성은 핵의 생성 이후 일어난 보통 콘드라이트 혹은 엔스테타이트 콘드라이트의 유입에 의해 결정되었음을 알 수 있다.

결핍맨틀의 Os 동위원소 특성(Depleted mantle Os isotopic composition): 중앙해령에서 발생하는 현무암질 마그마의 생성은 지구의 화학적 분화를 일으키는 가장 중요한 조구조적 현상이다. 오늘날 중앙해령에서 생성되는 현무암질 지각의 평균 두께는 약 7 km이며 상대적으로 약 10배 정도 두꺼운 결핍된 암권맨틀(depleted lithospheric mantle)을 생성하는 것으로 알려져 있다. 현재 해양지각의 생성율을 고려하여 약 45억 년 동안 생성된 현무암질 지각의 양은 전체 맨틀의 약 6.5%에 해당한다. 따라서 현재 맨틀 내부에 존재하는 결핍된 맨틀의 양은 현무암질 지각의 약 10 배인 65% 정도임을 알 수 있다.

섭입대를 통해 맨틀로 재차 유입되는 현무암질 지각과 결핍된 맨틀에 의해 생성된 맨틀의 불균질성은 해양지에서 분출하는 화산암을 연구하는 것에 의해서만 밝혀질 수 있다. 결핍된 맨틀의 Os 동위원소 특성은 기본적으로 중앙해령 현무암(mid-ocean ridge basalt, MORB)과 맨틀잔류암(abysal peridotite)에 대한 Os 동위원소 분석을 통해 알 수 있다.

일반적으로 중앙해령 현무암의 Os 동위원소 분석을 통해 결핍맨틀의 Os 동위원소 특성을 밝히는 것은 매우 어렵다. 이러한 문제점은 맨틀의 부분용융 동안 Re은 불호정성, Os은 호정성의 지구화학적 특성을 가지기 때문에 중앙해령 현무암에 포함된 Os의 함량(< 0.01 ppb)이 매우 적은 특징에 기인한다. 따라서 바닷물이나 현무암 분출 이후 발생한 방사성 ^{187}Os 의 생성에 의해 원래 기원지의 Os 동위원소 비를 보존하기가 매우 어렵다. 예를 들면 해수의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비는 약 1.0에 해당하며, 이러한 해수에서 유래한 Os이 농집된 해양저 퇴적물, 즉 철·망간 산수산화물(Fe-Mn-oxhydroxides)이 현무암질 마그마와 혼합될 경우 원래 마그마가 가지는 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비를 현저하게 증가시킨다. 또한 중앙해령 현무암의 Re/Os 비(>30)는 맨틀에 비해 매우 높기 때문에 아주 짧은 시간의 경과에도 방사성 ^{187}Os 의 함량을 현저하게 증가시킨다. 따라서 Re-Os 동위원소 시스템의 경우 중앙해령 현무암을 이용하여 이들 현무암의 유래한 기원지인 결핍맨틀의 Os 동위원소 특성을 밝히는 것은 매우 어렵다.

맨틀잔류암은 해령에서 채취된 맨틀 시료로 중앙해령 현무암을 생성시키고 남은 가장 상부 맨틀에 해당

하며, 비교적 젊은 시기에 생성되었기 때문에 이 시료의 Os 동위원소 비는 바로 중앙해령 현무암을 생성한 기원지의 Os 동위원소 비를 나타낸다. 맨틀 잔류암의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 평균 0.1246로 알려져 있으며(Snow and Reisberg, 1995), 초생맨틀의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비(0.1296)에 비해 상대적으로 결핍되어 있다. 이러한 결핍맨틀의 Os 동위원소 특성은 중앙해령 현무암이 장기적으로 Re이 결핍된 기원지에서 유래하였음을 지시하며, Sr이나 Nd이 결핍된 상부맨틀의 특성과 잘 부합한다. 상부 맨틀에 있어서 Sr과 Nd 동위원소의 결핍은 장기간에 걸친 상부 맨틀의 Rb과 Sm의 결핍을 의미하며 대체로 대륙 지각에 포함되어 있는 Rb과 Sm의 양과 거의 일치한다. 그러나 Re-Os 동위원소 시스템의 경우 대륙 지각에 포함된 Re의 양(약 1×10^{16} g)이 맨틀에서 결핍된 Re의 양(약 1.7×10^{17} g)에 비해 현저하게 적기 때문에 대륙 지각에 부족한 Re를 포함한 성분이 맨틀 내부에 존재해야 됨을 지시하며, 이러한 Re이 풍부한 맨틀 성분은 아마도 맨틀 하부에 저장된 현무암질 지각물질일 것으로 생각된다.

한편 Walker *et al.*(2002b)은 오피올라이트(ophiolite)에 산출하는 크로마이트(chromite)의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비가 평균 $0.12809 \pm 0.00085(2s)$ 임을 밝히고, 이들 크로마이트가 Re을 거의 함유하고 있지 않은 광물이기 때문에 이들의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비가 현재 상부맨틀의 Os 동위원소 비를 나타낼 것이라고 추정하였다. 오피올라이트의 크로마이트에서 얻어진 평균 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 중앙해령의 맨틀잔류암에서 얻어진 값보다는 높지만 초생맨틀 값에 비해서는 약 1.2% 낮다. 만약 오피올라이트 크로마이트에서 얻어진 값이 현재 상부맨틀의 평균 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비로 가정하면 맨틀 하부에 저장된 현무암질 암석의 양이 중앙해령의 맨틀잔류암에서 얻어진 Os 동위원소 비를 근거로 계산된 것보다 상대적으로 적게 된다.

Os 동위원소와 맨틀 성분(Os isotopes and mantle components): 맨틀의 지구화학적 불균질성은 해양 현무암(oceanic basalt)에 대한 Sr, Nd, Pb 동위원소 연구에 의해 잘 알려져 있다(예, Zindler and Hart, 1986; Hart, 1988; Hart *et al.*, 1992; Hofmann, 1997). Zindler and Hart(1986)과 Hart *et al.*(1992)에 따르면, 이러한 맨틀 성분은 크게 두개의 결핍된 맨틀 성분(DMM, depleted MORB mantle; FOZO, depleted mantle with high $^3\text{He}/^4\text{He}$)과 세 개의 부화된 맨틀 성분(EM1 and EM2, enriched in Rb/Sr and Nd/Sm; HIMU, enriched in (U+Th)/Pb)으로 나눌 수 있다. 대부분의 해양 현무

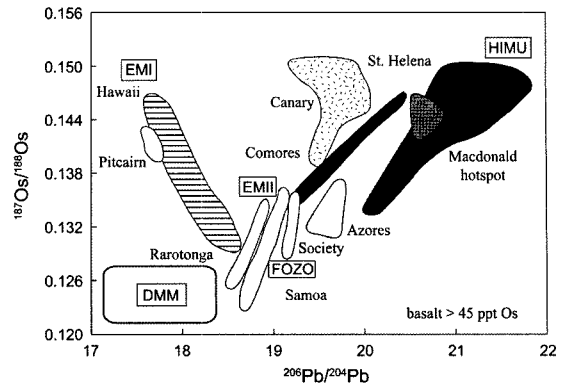


Fig. 3. Osmium- and lead isotope data for oceanic basalts and peridotites (modified from Hauri, 2002). Field for the depleted MORB mantle (DMM) includes Os isotope data for abyssal peridotites and oceanic mantle xenoliths with Pb data from N-type MORB. Fields for oceanic island basalts enclose Os and Pb data on the same samples, restricted to samples with more than 45 ppb Os as a filter against sea-water contamination.

암이 가지는 Sr, Nd, Pb 동위원소 특성은 이러한 특정 맨틀 성분들의 혼합에 의해 잘 설명이 된다(Hart, 1988, Hart *et al.*, 1992; Hauri *et al.*, 1994). 해양 현무암의 Os 함량은 중앙해령 현무암에 비해 상당히 높기 때문에 해수나 방사성 붕괴에 의한 ^{187}Os 의 생성에 의한 영향을 비교적 적게 받는다. 따라서 해양 현무암의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 대체로 이들 현무암의 생성된 맨틀의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비를 대표한다고 할 수 있다. 해양 현무암에 대한 Os 동위원소 연구 결과를 첨가할 경우 기존의 Sr, Nd, Pb 동위원소 연구에 의해 밝혀진 맨틀 성분 이외에 새로운 맨틀 성분을 요구하지는 않는 것이 밝혀졌다(Fig. 3). 즉, 결핍된 DMM과 FOZO 맨틀 성분은 낮은 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비를, 반면에 부화된 EM1, EM2, HIMU 맨틀 성분은 높은 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비를 가지는 것이 밝혀졌다. 이러한 특성은 기존의 Sr, Nd, Pb 동위원소 연구를 통해 밝혀진 것과 잘 일치한다. 일반적으로 맨틀 암석은 낮은 Re/Os 비를, 현무암은 높은 Re/Os 비를 가진다는 것을 고려할 때, 결핍된 맨틀 성분(DMM, FOZO)은 페리도타이트로 구성이 되고, 부화된 맨틀 성분(EM1, EM2, HIMU)은 맨틀로 재유입된 현무암으로 구성되었을 가능성이 크다(Hauri, 2002).

한반도 하부지각맨틀의 연령

지금까지는 Re-Os 동위원소 시스템의 원리와 맨틀의 Os 동위원소 특성에 대해 간단히 알아보았다. 이

논문의 후반부는 Re-Os 동위원소 시스템이 실제로 적용되는 여러 분야들 중 하부지각맨틀(subcontinental lithospheric mantle)의 생성연령을 구하는 방법에 대해 한반도 남부 신생대 알칼리 현무암 내에 포획체로 산출하는 맨틀 포획암을 대상으로 Lee and Walker(2006)의 연구결과를 중심으로 소개하고자 한다.

Re-Os 동위원소 시스템을 이용한 하부지각맨틀 연령 추정 방법

맨틀의 부분용융동안 Re는 불호정성, Os은 호정성의 원소적 특성을 가지기 때문에 지각물질을 추출하고 남은 잔류맨틀 물질(지각하부맨틀)은 부분용융을 경험하지 않은 초생맨틀 물질에 비해 상대적으로 높은 Os 함량을 가지게 된다. 따라서 하부지각맨틀의 Os 동위원소 비는 지각물질결핍사건(melt-depletion event)을 경험한 이후 일어난 다양한 교대작용, 예를 들면 하부지각맨틀과 접촉하는 상부맨틀물질에 의한 교대작용이나 하부지각맨틀을 포획하여 지표로 운반하는 현무암질마그마 등 비교적 Os 함량이 낮은 물질들에 의한 교대작용에 의해 비교적 영향을 적게 받는 것으로 알려져 있다. 이러한 지구화학적 특성 때문에 Re-Os 동위원소 시스템은 하부지각맨틀의 생성연령을 구하는데 있어서 현재까지 가장 신뢰도가 높은 동위원소 시스템이다(Shirey and Walker, 1998).

Re-Os 동위원소 시스템을 이용해서 하부지각맨틀의 생성연령을 구하는 방법은 크게 3가지로 나눌 수 있다. 첫째는 다수의 맨틀포획암을 대상으로 Re-Os 전암 등시선(whole-rock isochron)을 구해 생성연령을 구하는 것으로 가장 신뢰도가 높은 방법이다. 그러나 하부지각맨틀의 낮은 Re 함량과 Re의 높은 이동성에 기인하는 부분용융 당시 맨틀 시료의 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비가 보존되기가 어렵다는 점 때문에 일반적으로 의미 있는 등시선을 구하는 것이 매우 어렵다. 이러한 문제점을 극복하기 위한 대체방법으로 맨틀의 부분용융 동안 Re과 비슷한 분배계수를 가지지만 Re에 비해 상대적으로 이동성이 낮은 원소들, 예를 들면 Al_2O_3 , CaO 혹은 HREE(Lu) 등을 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비의 대용물(proxy)로 이용하여 하부지각맨틀의 생성연령을 구할 수 있다(Fig. 4). 만약 특정 지역 하부지각맨틀 시료들의 Os 동위원소 비가 이들 용융지시원소(melt-depletion indices)와 선형 관계를 형성하면, 이들 시료들이 동일한 시기의 부분용융에 의해 형성되었음을 지지하기 때문에, 이러한 선형관계를 통해 얻은 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 초기값을 맨틀진화곡선에 투영하면 하부지각맨틀의 생성시기를 구할 수 있는 것이다(Reisberg and Lorland,

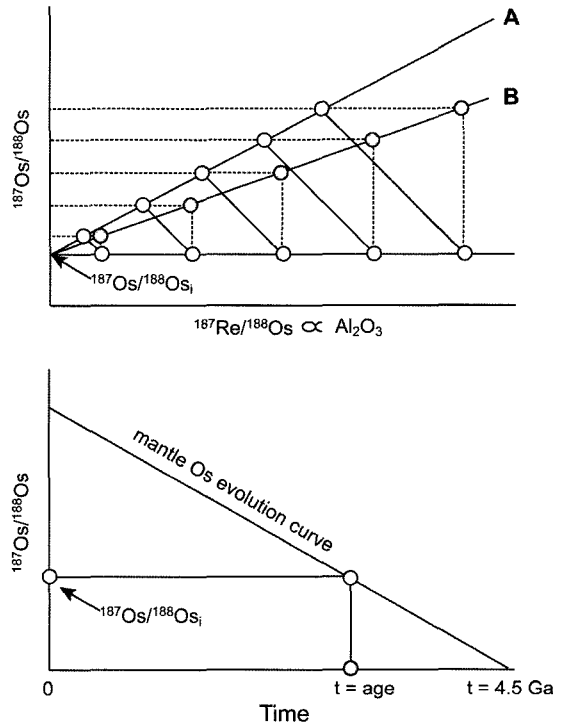


Fig. 4. Graphic representation of Al_2O_3 vs $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. In a cogenetic mantle xenolith suit, linear trends defined by $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ and immobile indicators of melt depletion (e.g., Al_2O_3 , CaO and Lu) (line B) can be used as isochron analogues, with these elemental concentrations serving as proxies for Re/Os (line A) (Reisberg and Lorand, 1995). Because these elements are much less susceptible to recent alteration and contamination, if a single-stage of melt depletion is assumed, the linear trend between Al_2O_3 and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ yields initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ isotopic ratio. By projecting this ratio onto the mantle evolution curve, it can be used to infer the timing of melt depletion event in a cogenetic mantle xenolith suit.

1995). 마지막 방법은 각각의 하부지각맨틀 시료에 대해서 T_{MA} 혹은 T_{RD} 모델 연령을 구하는 것이다(Fig. 5). T_{MA} 모델연령은 콘드라이트 혹은 초생맨틀의 진화 곡선에서 시료가 분리된 시간으로 다음과 같이 계산한다.

$$T_{MA} = 1/\lambda \times \ln\{[(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{chon}} - ^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{sample}}) / (^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{chon}} - ^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{sample}})] + 1\}$$

T_{RD} 모델연령은 시료에서 Re이 결핍된 최소연령(minimum age)을 나타낸다. T_{RD} 모델연령을 구하기 위해서는 우선 하부지각맨틀을 지표로 운반된 화산암의 분출 시기(eruption age, EA)에 해당하는 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 비를 다음의 식을 사용하여 계산하여야 한다.

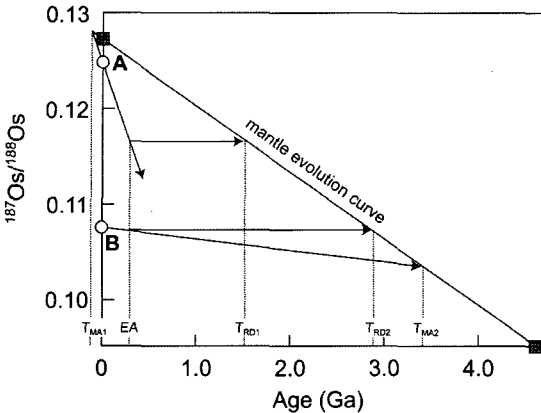


Fig. 5. Graphic representation of T_{MA} and T_{RD} model ages. Case A shows a depleted peridotite erupted volcanically at 0.3 Ga that had Re added from its host magma. ^{187}Os derived from decay of ^{187}Re since eruption has been subtracted and a T_{RD} calculated (T_{RD1}). Note this sample gives a meaningless future T_{MA} (T_{MA1}). Case B shows a depleted peridotite that has little or no added Re from its host. In this case, correction to an eruption age of 0.3 Ga makes little difference in the model ages. Note that both the T_{RD} and T_{MA} model ages are old and that the T_{RD} age (T_{RD2}) underestimates the T_{MA} age (T_{MA2}).

$$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{sample(EA)}} = ^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{sample}} - ^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}(e^{\lambda t} - 1)$$

이렇게 계산된 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 원칙적으로 분출시기 이후 시료자체의 ^{187}Re 의 방사성 붕괴에 의해 성장한 ^{187}Os 뿐 만 아니라 시료를 운반한 화산암에서 유래한 Re에 의한 방사성 붕괴에 의해 시료 내에 첨가된 ^{187}Os 을 보정하는 의미가 있다. T_{RD} 모델연령은 위의 식을 사용해서 분출시기로 재계산된 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비를 이용하여 분출시기 당시 시료 내에 모든 Re이 결핍되었다는 가정을 기초로 콘드라이트 혹은 초생맨틀의 진화곡선에 투영함으로써 다음의 식을 사용하여 구할 수 있다.

$$T_{RD} = 1/\lambda \times \ln\{[(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{chon}} - ^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{sample(EA)}}) / (^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{chon}})] + 1\}$$

일반적으로 부분용융 정도가 아주 큰 시료의 경우도 어느 정도 Re을 포함하고 있기 때문에, 시료의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 항상 잔류 ^{187}Re 의 방사성 붕괴에 의해 생성된 ^{187}Os 을 포함하게 된다. 따라서 모든 T_{RD} 모델연령은 실제 용융결핍사건 보다 젊은 생성연령을 나타내는 경향이 있다. 이러한 경향은 특히 부분용융 정도가 낮은 시료들, 즉 Re을 많이 포함하고 있는 시료의 경우 더욱 뚜렷하게 나타난다. 따라서 부분용융

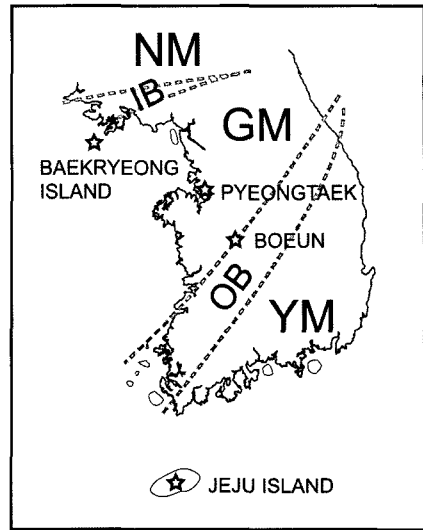


Fig. 6. Sample locations of mantle xenoliths hosted by Cenozoic alkali basalts in South Korea (shown as stars). Abbreviations: NM, Nangrim massif; GM, Gyeonggi massif; YM, Yeongnam massif Imjingang belt (IB); Ogcheon belt (OB).

정도가 큰 시료들을 대상으로 구한 T_{RD} 모델연령이 특정 지역의 하부지각맨틀의 가장 근접한 생성연령을 지시한다고 할 수 있다.

한반도 하부지각맨틀의 Re-Os 동위원소 특성

한반도 남부 하부지각맨틀의 생성연령을 구하기 위해 Lee and Walker(2006)은 백령도, 평택, 보은 및 제주도 지역에 분출한 신생대 알칼리현무암 내에 포획된 맨틀포획암을 대상으로 Re-Os 동위원소 결과를 보고 하였다(Table 2; Fig. 6).

Re의 이동성에 기인하는 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비의 교란에 의해 한반도 남부 하부지각맨틀 시료들은 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ vs $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 등시선도에서 뚜렷한 등시선을 형성하지 않기 때문에 이를 이용하여 정확한 생성시기를 밝힐 수 없다(Fig. 7a). 특히 백령도 시료경우 Re의 손실(혹은 방사성 ^{187}Os 의 첨가), 제주도 시료의 경우 Re의 첨가 현상이 특징적으로 관찰된다. 이에 반하여 모든 시료들의 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 동위원소 비는 Al_2O_3 함량과 비교적 뚜렷한 양(+)의 상관관계를 나타낸다(Fig. 7b). 특히 이러한 경향성은 제주도 시료의 경우 더욱 뚜렷하게 나타남을 알 수 있다. 만약 이러한 경향성이 동일시기에 부분용융의 정도 차에 의해 생긴 것이라면, 이들 시료들이 형성하는 선형식의 y 절편 값을 이용하여 하부지각맨틀의 생성연령을 구할 수 있다. 제주도

Table 2. Re-Os isotope data of peridotite xenoliths from the South Korea (from Lee and Walker, 2006)

Sample	CaO (wt%)	Al ₂ O ₃ (wt%)	Mg [#]	Re (ppb)	Os (ppb)	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	2σ	T _{MA}	T _{RD}
Baekryeong Island (~5 Ma)										
BR1	1.90	2.24	90.4	0.035	1.90	0.0879	0.12483	0.00017	0.82	0.66
BR2	3.21	3.49	89.6	0.017	0.45	0.1778	0.12853	0.00024	0.25	0.15
BR3	2.44	2.59	89.6	0.088	1.12	0.3760	0.12666	0.00020	3.01	0.41
BR4	1.99	2.44	89.9	0.025	0.70	0.1726	0.12130	0.00019	1.88	1.14
BR5	1.08	1.46	91.2	0.053	1.43	0.1778	0.11659	0.00036	2.98	1.78
Pyeongtaek (~5 Ma)										
PT1	4.25	3.85	89.6	b.d. ¹	1.10	n.d. ²	0.12572	0.00026	0.56 ³	0.54 ³
Bocun (~5Ma)										
BE1	3.13	4.05	89.6	0.105	1.96	0.2599	0.12548	0.00021	1.41	0.57
BE2	2.90	3.48	89.6	0.076	0.92	0.3992	0.12555	0.00020	6.79	0.56
BE3	2.43	2.76	90.0	0.088	1.11	0.3828	0.12413	0.00021	6.21	0.76
Jeju Isalnd (~ 0.6 Ma)										
JJ1-2	3.79	3.65	89.1	0.131	0.95	0.6683	0.12851	0.00015	-0.28	0.15
JJ2-1	2.88	3.23	89.5	4.36	1.44	14.58	0.12648	0.00008	-0.01	0.60
JJ2-1(rep)				0.104	1.28	0.3910	0.12677	0.00012	3.91	0.39
JJ2-2	2.52	2.91	89.7	0.093	0.69	0.6409	0.12695	0.00033	-0.77	0.37
JJ2-5	0.59	1.02	91.1	0.016	2.05	0.0371	0.11551	0.00018	2.10	1.92
JJ2-6	0.64	0.95	90.6	0.016	2.18	0.0354	0.11654	0.00032	1.94	1.78
JJ2-7	3.02	2.27	89.7	0.079	0.99	0.3841	0.12396	0.00034	6.55	0.78
JJ2-8	2.28	2.85	89.6	0.045	1.37	0.1579	0.12291	0.00036	1.44	0.92
JJ2-9	3.47	2.86	89.7	0.067	1.09	0.2930	0.12469	0.00028	2.07	0.68

¹b.d. - below detection limit. ²n.d. - not determined. ³Calculated with no age correction. PUM values of ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.1296 and ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os = 0.433 (Meisel *et al.*, 2001) were used for the calculation of T_{MA} and T_{RD} ages.

와 백령도 시료들의 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 초기값을 이용해서 초생맨틀의 진화선(Meisel *et al.*, 2002)에 투영해서 구한 연령은 각각 2.1 Ga와 1.9 Ga로 제주도와 백령도 하부에 놓인 하부지각맨틀의 생성연령이 초기원생대임을 알 수 있다. 이에 반해서 보은과 평택 시료들은 상대적으로 낮은 기울기를 가지는 경향이 있으며 이를 이용해서 구한 연령은 약 1.0 Ga로 이 지역 하부에는 상대적으로 젊은 후기원생대 하부지각맨틀이 존재할 가능성을 지시한다. 그러나 이 지역에서 상당한 용융결핍작용을 경험한 부화된 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 동위원소 비를 가지는 시료가 발견되지 않아 확실한 결론을 내리기는 어렵다. ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 동위원소 비와 Al₂O₃의 상관관계를 이용해서 구한 한반도 남부 하부지각맨틀의 모델연령은 제주도와 백령도에서 산출하는 가장 결핍된 3개 맨틀포획암에서 구한 T_{RD} 모델 연령인 약 1.9-1.8 Ga와 잘 일치하기 때문에(Table 2) 현재 한반도 남부 지역에 존재하는 가장 오래된 하부지각맨틀의 생성연령은 초기원생대에 해당한다고 할 수 있다.

한반도 남부에 존재하는 초기원생대 하부지각맨틀의 조구조적 의미

신생대 알칼리현무암에 산출되는 맨틀포획암에 대한 Re-Os 동위원소 분석을 통해 현재 한반도 남부 하부에 존재하는 지각맨틀의 생성연대는 초기원생대임을 알 수 있다. 이러한 초기원생대 하부지각맨틀의 연령은 상부에 놓이는 지각물질에 대한 Nd 동위원소 연구를 통해 밝혀진 시생대 연령(2.5-2.9 Ga)(Lan *et al.*, 1995; Cheong *et al.*, 2000; Lee *et al.*, 2003)에 비해 상대적으로 젊은 것을 알 수 있다. 일반적으로 지각물질의 생성은 동시기의 하부지각맨틀의 생성과 밀접한 관련이 있으며, 이러한 상부지각과 하부맨틀의 시기적 유사성은 안정된 대륙지각이 분포하는 지역에 비교적 잘 알려져 있다(Pearson, 1999). 그러나 한반도 남부에서 관찰되는 상부지각과 하부맨틀의 생성 시기의 차이는 시생대 지각물질을 추출한 하부지각맨틀이 원생대 시기에 대부분 제거되었음을 지시한다. 이러한 시생대 하부지각맨틀의 제거 시기는 한반도 남부 상부지각에

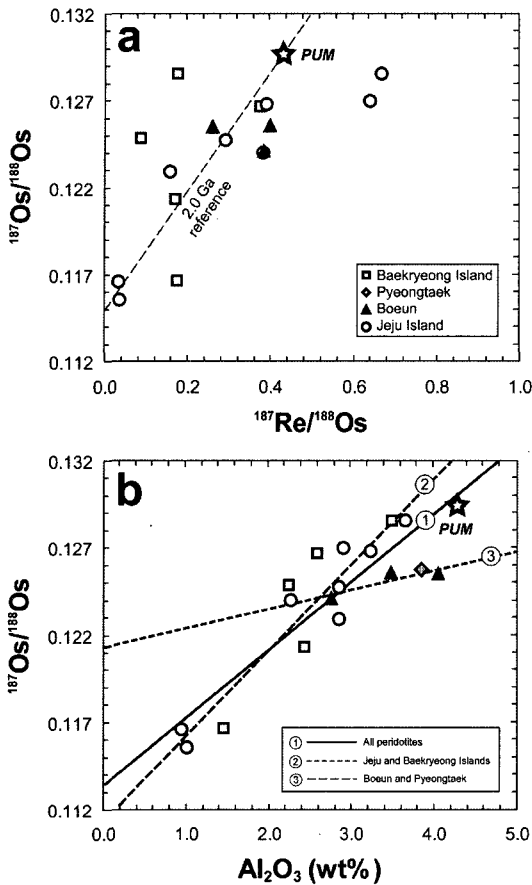


Fig. 7. (a) Re-Os isochron diagram for South Korean peridotite xenoliths. The $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios of most mantle xenoliths scatter along a 2.0 Ga reference isochron, projected from the PUM, indicative of a recent perturbation of Re/Os. (b) $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ versus Al_2O_3 (wt.%). The equation of each regression line is: $Y_1 = 0.0038X + 0.1135$ ($R^2 = 0.75$); $Y_2 = 0.0049X + 0.1113$ ($R^2 = 0.87$); $Y_3 = 0.0011X + 0.1213$ ($R^2 = 0.77$). Both figures are adapted from Lee and Walker (2006).

서 흔히 보고되는 약 1.9-1.7 Ga 시기의 조산운동의 증거들과 잘 일치한다(Cheong *et al.*, 2000; Lee *et al.*, 2000; Kwon *et al.*, 2003; Lee *et al.*, 2003; Sagong *et al.*, 2003). 따라서 현재 한반도 남부에는 초기 원생대 시기에 한반도 전역에 광범위하게 일어난 조산운동에 의해 새롭게 추가된 초기 원생대 지각맨틀이 우세하게 존재함을 지시한다.

감사의 글

이 연구는 한국과학재단 해외포닥연구사업과 과학기

술부 기본과제 ‘한반도/동북아 중생대 지각진화 연구’에 의해 지원되었다. 이 논문의 심사과정에서 유익한 조언과 지적을 해주신 한국지질자원연구원의 이승구 박사와 한국기초과학지원연구원의 정창식 박사에게 감사사를 드리며, 또한 논문의 출간을 위해 수고하신 부경대학교 송용선 교수께도 감사사를 드린다.

참고문헌

- Allegre C.-J., and Luck J.M., 1980, Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 148-154.
- Birk J.L., Roy Barmann M., and Capmas F., 1997, Re-Os Isotopic Measurements at the Femtomole Level in Natural Samples. *Geostandard Newsletters*, 20, 19-27.
- Chen J.H., Papanastassiou D.A., and Wasserburg G.J., 1998, Re-Os systematics in chondrites and the fractionation of the platinum group elements in the early solar system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 3379-3392.
- Cheong, C.-S., Kwon, S.-T., and Park, K.-H., 2000, Pb and Nd isotopic constraints on Paleoproterozoic crustal evolution of the northeastern Yeongnam massif, South Korea. *Precambrian Research*, 102, 207-220.
- Cook, D.L., Walker, R.J., Horan, M.F., Wasson, J.T., and Morgan, J.W., 2004, Pt-Re-Os systematics of group IIAB and IIIAB iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1413-1431.
- Creaser R.A., Papanastassiou D.A., Wasserburg, G.J., 1991, Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium, and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 397-401.
- Fehn, U., Teng, R., Elmore, D., and Kubik, P.W., 1986, Isotopic compositions of osmium in terrestrial samples determined by accelerator mass spectrometry. *Nature*, 323, 707-709.
- Hart, S.R., 1988, Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 273-296.
- Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschman, L., and Whitehead, J.A., 1992, Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256, 517-520.
- Hauri, E.H., Whitehead, J.A., and Hart, S.R., 1994, Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *Journal of Geophysical Research*, 99, 24275-24300.
- Hauri, E.H., 2002, Os isotope and mantle convection. *Philosophical Transaction of Royal Society of London A*, 360, 2371-2382.
- Hofmann A.W., 1997, Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219-229.
- Kwon, Y.W., Oh, C.W., and Kim, H.S., 2003, Granulite-facies metamorphism in the Punggi area, northeastern

- Yeongnam Massif, Korea and its tectonic implications for east Asia. *Precambrian Geology*, 122, 253-273.
- Lan, C.-Y., Lee, T., Zhou, X.-H., and Kwon, S.-T., 1995, Nd isotopic study of Precambrian basement of South Korea: evidence for Early Archean crust. *Geology*, 23, 249-252.
- Lee, S.R., Cho, M., Hwang, J.H., Lee, B.-J., Kim, Y.-B., and Kim, J.C., 2003, Crustal evolution of the Gyeonggi massif, South Korea: Nd isotopic evidence and implications for continental growths of East Asia. *Precambrian Research*, 121, 25-34.
- Lee, S.R., Cho, M., Yi, K.-W., and Stern, R., 2000, Early Proterozoic granulites in central Korea: tectonic correlation with Chinese cratons. *Journal of Geology*, 108, 729-738.
- Lee, S.R. and Walker, R.J., 2006, Re-Os isotope systematics of mantle xenoliths from South Korea: Evidence for complex growth and loss of lithospheric mantle beneath East Asia. *Chemical Geology*, 231, 90-101.
- Lindner M, Leich, D.A., Russ, G.P., Bazan J.M., and Borg, R.J., 1989, Direct determination of the half-life of ^{187}Re . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 1597-1606.
- Luck J.M. and Allegre, C.J., 1983, ^{187}Re - ^{187}Os systematics in meteorites and cosmochemical consequences. *Nature*, 302, 130-132.
- Lugmair, G.W. and Galer, S.J.G., 1992, Age and isotopic relationships among angrites Lewis Cliff 86010 and Angra dos Reis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1673-1694.
- Meisel T., Walker R.J., and Morgan J.W., 1996, The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle. *Nature*, 383, 517-520.
- Meisel, T., Walker, R.J., Irving, A.J., and Lorand, J.P., 2002, Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 1311-1323.
- Morgan, J.W. and Walker, R.J., 1989, Isotopic determinations of rhenium and osmium in meteorites by using fusion, distillation and ion-exchange separations. *Analytica Chimica Acta*, 222, 291-300.
- Pearson, D.G., 1999, The age of continental roots. *Lithos* 48, 171-194.
- Reisberg L. and Lorand, J.P., 1995, Longevity of subcontinental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs. *Nature*, 376, 159-162.
- Sagong, H., Cheong, C.-S., and Kwon, S.-T., 2003, Paleoproterozoic orogeny in South Korea: evidence from Sm?Nd and Pb step-leaching garnet ages of Precambrian basement rocks. *Precambrian Research*, 122, 275-295.
- Shen, J.J., Papanastassiou, D.A., and Wasserburg G.J., 1996, Precise Re-Os determinations and systematics of iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 2887-2900.
- Shirey, S.B. and Walker, R.J., 1995, Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. *Analytical Chemistry*, 67, 2136-2141.
- Shirey, S.B. and Walker, R.J., 1998, The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high temperature geochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 26, 423-500.
- Smoliar, M.I., Walker, R.J., and Morgan, J.W., 1996, Re-Os ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. *Science*, 271, 1099-1102.
- Snow, J. and Reisberg, L., 1995, Os isotopic systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 411-421.
- Volkening, J., Walczyk, T., and Heumann, K. 1991, Osmium isotope ratio determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Process*, 105, 147-159.
- Walker, R.J., Carlson, R.W., Shirey, S.B., and Boyd, F.R., 1989, Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of Southern African peridotite xenoliths; implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 1583-1595.
- Walker, R.J. and Morgan, J.W., 1989, Rhenium-osmium isotope systematics of carbonaceous chondrites. *Science*, 243, 519-522.
- Walker, R.J., 1988, Low-blank chemical separation of rhenium and osmium from gram quantities of silicate rock for measurement by resonance ionization mass spectrometry. *Analytical Chemistry*, 60, 1231-1234.
- Walker, R.J. and Fassett, J.D., 1986, Isotopic measurement of subnanogram quantities of rhenium and osmium by resonance ionization mass spectrometry. *Analytical Chemistry*, 58, 2923-2927.
- Walker, R.J., Horan, M.F., Morgan, J.W., Becker, H., Grossman, J.N., and Rubin, A.E., 2002a, Comparative ^{187}Re - ^{187}Os systematics of chondrites: implications regarding early solar system processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 418-4201.
- Walker, R.J., Prichard, H.M., Ishiwatari, A., Pimentel, M., 2002b, The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 329-345.
- Zindler, A. and Hart, S.R., 1986, Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 14, 493-571.

(2006년 5월 9일 접수; 2006년 5월 25일 채택)