

## 서태평양 캐롤라인군도 웨노섬 알칼리 현무암류의 지구화학 및 K-Ar 연대

이종익\*<sup>1</sup> · 허순도<sup>1</sup> · 박병권<sup>2</sup> · 한상준<sup>3</sup>

<sup>1</sup> 한국해양연구원 극지연구본부

<sup>2</sup> 공공기술연구회

<sup>3</sup> 한국해양연구원 해양환경·기후연구본부

## Geochemistry and K-Ar Age of Alkali Basalts from Weno Island, Caroline Islands, Western Pacific

Jong Ik Lee\*<sup>1</sup>, Soon Do Hur<sup>1</sup>, Byong-Kwon Park<sup>2</sup>, and Sang Jun Han<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Polar Sciences Laboratory, KORDI

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

<sup>2</sup>Korea Research Council of Public Science and Technology

1376-1 Seocho 2-dong, Seocho-gu, Seoul 137-072, Korea

<sup>3</sup>Marine Environment and Climate Change Laboratory, KORDI

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

**Abstract** : Geochemical and Sr-Nd isotopic compositions and K-Ar ages are analyzed in volcanic rocks from Weno Island, Caroline Islands. Seven Weno lava samples of alkali basalt and basaltic trachyandesite are aphyric or sparsely phyrlic comprising olivine, plagioclase, and clinopyroxene phenocrysts. Whole-rock geochemical variation of Weno lavas reflects main fractional crystallization of olivine and Cr-spinel phenocrysts. Newly determined K-Ar ages of Weno lavas range from 6.7 to 11.3 Ma (late Miocene), indicating their formation during primary volcanic stage of Chuuk Islands. Trace element compositions of Weno lavas are very similar to those of typical ocean island basalts (OIBs), suggesting their formation during intra-plate mantle plume activity. The plume composition is isotopically very similar to that of Hawaiian hot spot. However, the age span of Chuuk volcanism is longer than that of the other individual volcanoes in the Pacific.

**Key words** : 캐롤라인군도(Caroline Islands), 웨노섬(Weno Island), K-Ar 연대(K-Ar age), 지구화학(Geochemistry), 열점(Hot spot).

### 1. 서론

마이크로네시아 연방이 위치하는 서태평양 캐롤라인군도(Caroline Islands)와 캐롤라인 해령(Caroline Ridge)은 마리아나 해구 동부에 위치하며, 후기 쥐라기의 오래된 태평

양판 위의 많은 섬과 환초(atoll) 그리고 해산으로 구성된다(Fig. 1a). 캐롤라인군도 중 대표적인 세 개의 섬(Chuuk, Ponhpei, Kosrae)은 여러 환초 및 해산과 함께 서북서 방향으로 배열되어 있으며(Fig. 1b), 서쪽의 축섬에서 동쪽의 코스래섬으로 감에 따라 화산분출 연대가 대체적으로 젊어지는 특징을 보인다(Keating *et al.* 1984a, b). 또 이 섬들은 모두 매우 유사한 맨틀 기원 물질에서 기원되어 분화된 화학

\* Corresponding author. E-mail : jilee@kordi.re.kr

조성 변화를 보이기 때문에 하와이 열도와 더불어 태평양에서 대표적인 열점 기원 산물로 인식되어왔다(Matthey 1982).

그러나 캐롤라인군도 여러 섬들에 관해 기초 지질자료로 활용될 수 있는 지질도조차 현재까지 발간된 바 없는 등 이 지역에 대한 체계적 연구가 매우 부실하다. 하와이 열도와 달리 캐롤라인 군도 화산암류의 형성시기는 마이오세 이후로 오래되지 않았고(Keating *et al.* 1984a, b), 화학조성도 쉘레이트이트질 화산암류를 위주로 하는 하와이 열도와 달리 알칼리계열 화산암류가 압도적으로 우세하다. 또 폰페이섬의 화산활동 기간은 일반적인 태평양 해양도 화산활동 기간(300백만년 이내; McDougall and Duncan 1980) 보다 훨씬 긴 약 800만년 정도로서 폰페이섬이 단순한 열점 활동으로 형성되었다고 설명하기에는 무리가 있다(Dixon *et al.* 1984). 따라서 캐롤라인군도 화산암류는 지구연대기학적 그리고 지체구조적인 특성으로 보아 열점활동 산물일 가능성에 대한 재검토가 필요하다. 또 열점활동 산물일 경우라도 이를 유발한 맨틀 플룸의 모마그마 특성 및 플룸의 진화 과정 등 지구화학적으로도 많은 미해결 과제를 안고 있다.

이 연구에서는 캐롤라인군도 화산암류에 대한 본격적인 지구화학 연구에 앞서 축주의 웨노섬에서 채취한 화산암 시료를 대상으로 K-Ar 연대측정, 암석 기재, 지구화학 분석을 통해 축섬 화산활동의 시기 및 특성을 살펴보고, 모마그마의 발생과 관련된 지체구조 환경 특성에 대해 검토해 보고자 한다.

## 2. 축섬의 지질

캐롤라인군도의 대표적인 세 개의 섬 중 시기적으로 가장 오래되고 외곽이 긴 환초로 형성되어 있는 축섬(과거에는 Truk섬으로 불림)은 11개의 작은 화산섬과 14개의 산호섬으로 이루어져 있다. 최대 고도는 500 m 정도이고, 외곽부는 길이 200 km의 보초(barrier reef)로 둘러싸여 있으며 내부의 석호(lagoon) 면적은 약 2,100 km<sup>2</sup>에 달한다. 그러나 현재의 축섬은 형성 당시 총 체적이 50,000 km<sup>3</sup> 정도로 추정되는 커다란 한 개의 순상화산체의 풍화 침식 잔존물로 생각된다(Fig. 1c, Stark 1958; Keating *et al.* 1984a, b). 현재 해수면 위의 축섬의 암상은 염기성 내지 산성의 용암류가 주를 이루고, 각력 응회암, 역암 그리고 후기에 관입한 조면암질 암맥 등으로 구성된다(Stark 1958). 소량의 세립질 응회암은 흔히 각력 응회암에 동반된다. 축섬의 화산활동은 마이오세 후기의 주화산활동기와 플라이오세 전기의 후화산활동기로 구분되는데, 섬의 대부분은 주화산활동기의 분출물이 덮고 있다. 용암류는 감암석 또는 사장석 반정을 갖는 현무암질 암이 주를 이루고, 하와이아이트, 뮤저라이트 그리고 조면암 등 중성 내지 산성의 용암류를 동반한다. 후화산활동기의 용암류는 주화산 분출물과 부정합 관계로 계곡을 채우며 산출되거나 암맥상으로 산출되는데, 모두 강한 알칼리계열의 네펠리나이트로 구성된다(Stark 1958).

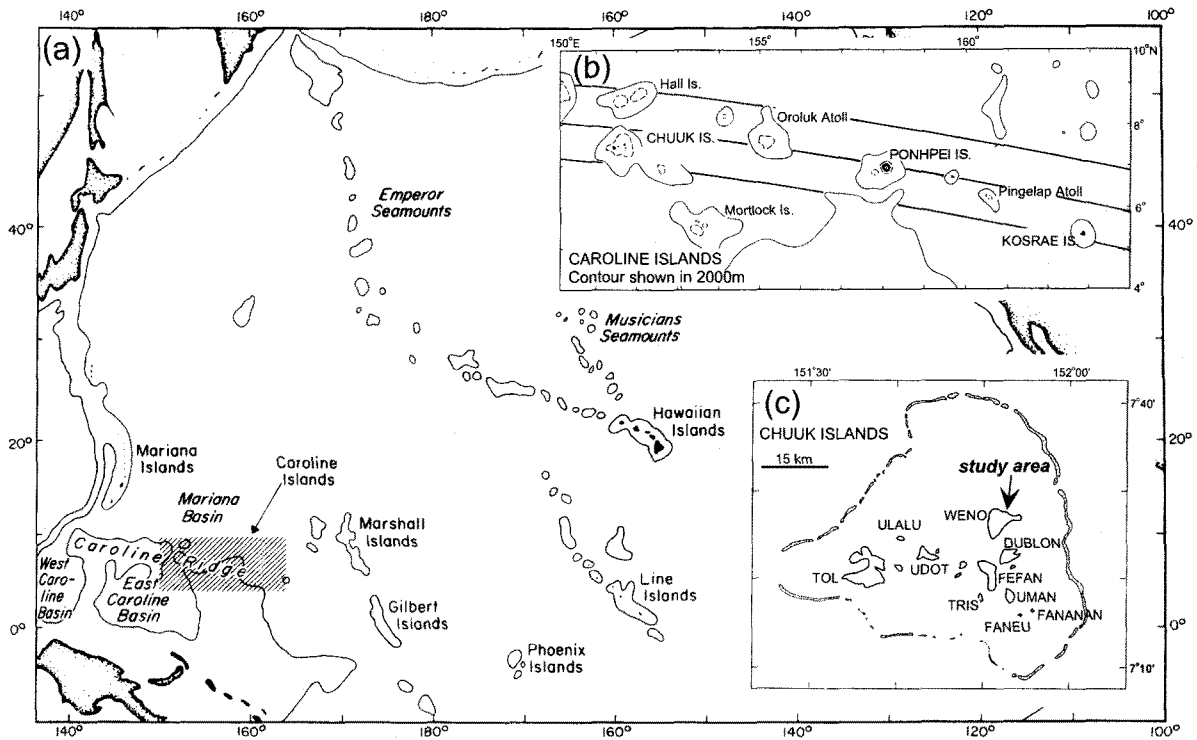


Fig. 1. (a) A map showing the position of the Caroline Islands in the western Pacific, (b) locations of three major volcanic islands (Chuuk, Pohnpei, and Kosrae) in the Caroline Islands, and (c) Chuuk Atoll.

Table 1. Analytical results of K-Ar whole-rock ages from Weno lavas.

| Sample No. | K (wt%) | <sup>40</sup> Ar radiogenic (10 <sup>-5</sup> ccSTP/g) | Air (%) | Age (Ma)   |
|------------|---------|--|---------|------------|
| C1         | 1.57    | 58.26±0.07   | 39.76   | 9.55±0.19  |
| C3         | 1.54    | 58.61±0.08   | 37.16   | 9.76±0.20  |
| C5         | 0.51    | 13.17±0.52   | 70.94   | 6.68±0.29  |
| C6         | 0.56    | 24.62±0.08   | 50.24   | 11.29±0.23 |
| C7         | 0.63    | 24.99±0.08   | 73.53   | 10.16±0.21 |

### 3. 암석 기재

연구대상 화산암류는 모두 한·남태평양 해양연구센터가 개설된 웨노섬(과거에는 Moen섬으로 불림) 북동부에서 채취되었다. 화산암류들은 모두 현무암류로 다양한 광물조합 및 조직적 특성을 보인다(Fig. 2). C1, C2, C3 시료는 모두 다소 분화된 현무암류로 다른 시료들에서 흔히 발견되는 감람석 반정을 함유하지 않는다. 이들은 거의 무반정 완전질 현무암류이고, 일부 주상의 사장석과 단사휘석 미반정으로 산출된다(Fig. 2a). 석기는 사장석 마이크로라이트, 단사휘석, 자철석 그리고 미립의 인회석 등으로 구성된다. C4 시료는 전형적인 반정질 현무암으로, 사장석, 감람석, 단사휘석, 사방휘석(?) 등의 반정을 함유한다(Fig. 2b). 석기는 사장석 마이크로라이트, 휘석 및 자철석 등으로 구성되며, 사장석 마이크로라이트에 의해 유동구조가 발달한다. 사장석 반정은 미립의 단사휘석 및 자철석을 포유물로 갖고 있는 poikilitic 조직을 보이고, 일부는 액과의 반응에 의해 타형의 만입된 경계면을 보여준다(Fig. 2c). 반자형 내지 타형의 감람석 반정은 균열 부분을 따라 사문석화되어 있다. C5 시료는 C4 시료와 광물조합 및 조직적 특성이 거의 유사하다. 단사휘석 반정 중 일부는 내부가 사문석화되어 있거나 감람석을 함유하고 있는데 감람석과의 반응관계는 인지되지 않고, 주변부는 산화되어 미립의 자철석이 둘러싸고 있다(Fig. 2d).

C6 시료는 거의 무반정 완전질 현무암으로 일부 기공을 함유하고, 사장석, 단사휘석, 불투명광물 등으로 구성된다(Fig. 2e). 기공의 주변부와 유색광물의 일부는 사문석화 되어 있다. C7 시료는 풍부한 감람석 반정을 갖는 완전질 현무암으로, 반정은 감람석이 대부분을 차지하고 일부 단사휘석과 사장석을 동반한다(Fig. 2f). 석기는 사장석 마이크로라이트, 휘석류 및 자철석 등으로 구성되고, 사장석 마이크로라이트에 의해 유동 구조가 발달한다. 감람석 반정의 일부는 사문석화 되어있고, 석기의 일부는 사문석화 또는 녹니석화 되어 있다.

### 4. K-Ar 전암 연대

축섬 현무암류의 분출시기를 알아보기 위해 전암시료를 대상으로 K-Ar 연대측정을 실시하였다. 전암의 K 정량은

기초과학지원연구소 대덕본소의 원자흡광분석기를 이용하였다. 표준시료(JG-1a)를 반복 측정해 얻은 K의 정량오차는 약 1% 내외이다. Ar 동위원소의 정량 분석은 기초과학지원 연구소에서 질량분석기(VG5400)를 이용하여 동위원소 희석법으로 분석하였다. 자세한 분석 방법은 Nagao *et al.* (1996)을 참조하였다. 연대계산에 사용한 K의 동위원소 비와 붕괴상수는 다음과 같다:  $\lambda = 4.962 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$ ,  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167$  (atomic %)(Steiger and Jäger 1977). 흑운모 표준시료(Bern4M11;  $18.5 \pm 0.6$  Ma)의 측정 연대는  $17.5 \pm 0.3$  Ma로 표준연대와 유사한 값이 얻어졌다. 분석결과는 Table 1에 제시하였다.

웨노섬 북동부에서 채취된 5개 현무암류 시료의 K-Ar 전암 연대는 6.7~11.3 Ma의 범위로 모두 신생대 마이오세 후기의 분출 산물임을 지시한다. 전체 축섬 화산암류의 분출시기는 4~15 Ma의 범위를 보이는데, 이중 플라이오세 전기(4~5 Ma)의 분출시기를 보이는 화산암류는 모두 네펠리나이트들로 마이오세 후기(7~15 Ma)에 다량 분출한 미약한 알칼리계열 현무암류와는 분출시기 및 화학조성을 달리한다(Keating *et al.* 1984a, b). 따라서 측정된 현무암류들은 모두 축섬 화산활동의 주분출기에 분출한 용암류에 해당하는 것으로 생각된다. 그러나 측정된 현무암류의 화학조성과 분출시기는 일정한 상관관계를 보이지 않는다. 따라서 축섬의 화산분출물은 여러번의 반복된 화산활동의 결과로 형성되었지만, 분출 시간 경과에 따른 결정분화작용 등과 같은 화학조성 의존성은 없는 것으로 보인다. 결과적으로 웨노섬 북동부에서 측정된 시료에 의한 화산활동 기간이 적어도 500만년 정도로 유추되고, 전체 축섬에서의 주화산활동 기간이 약 800만년 정도로 보고되기 때문에, 축섬의 화산활동은 일반적인 태평양 해양도 화산활동 기간(300백만년 이내; McDougall and Duncan 1980)보다 매우 긴 시간동안 일어났던 것으로 생각된다.

### 5. 전암 화학 조성

축섬 화산암류의 화학조성 특성과 모마그마의 발생 환경 특성을 살펴보고자 주성분원소와 미량원소 조성을 분석하였다. 주성분원소는 한국해양연구원의 X-선 형광분석기

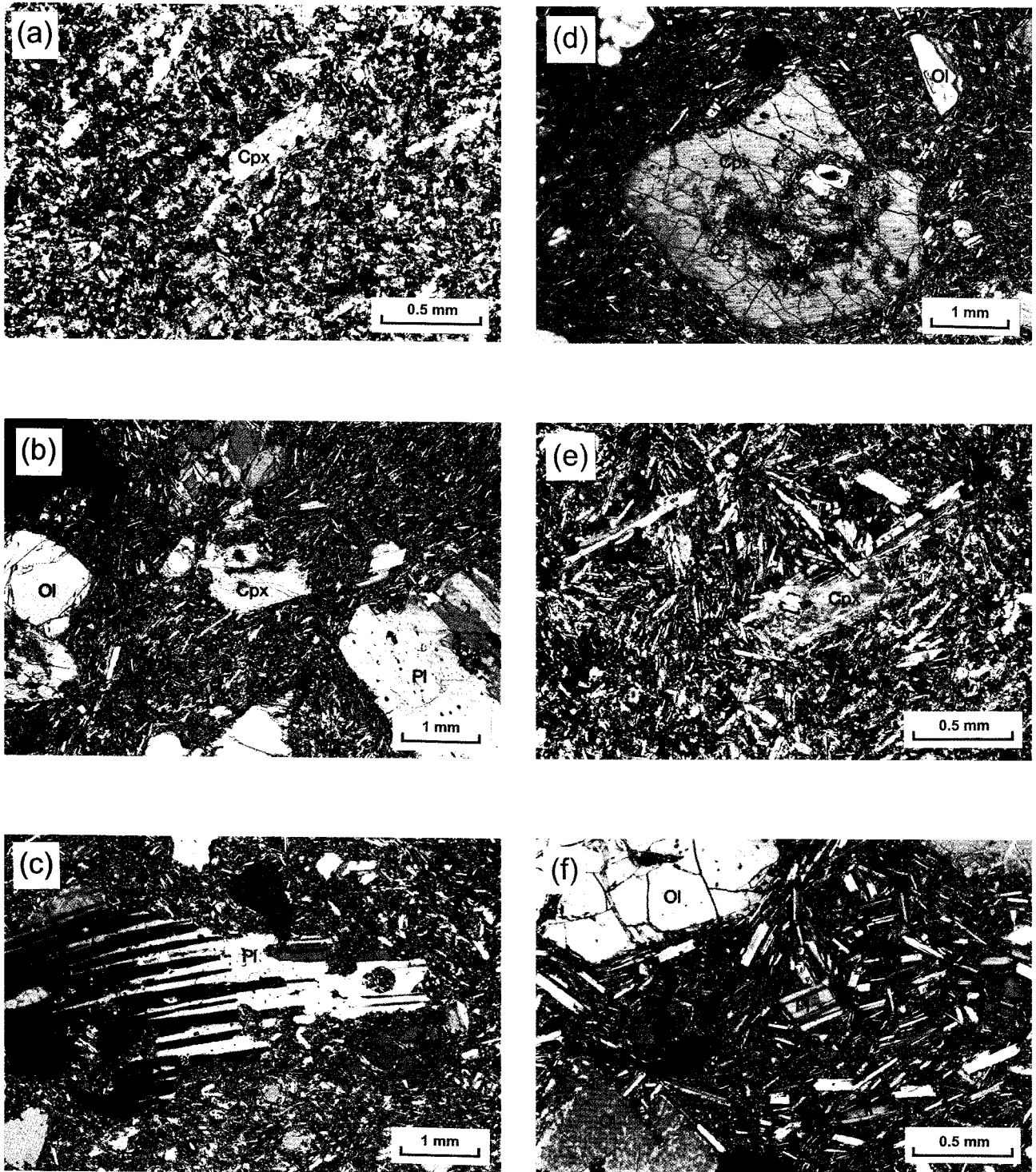


Fig. 2. Photomicrographs showing petrographic features of Weno lavas. (a) Holocrystalline, slightly differentiated basalt including plagioclase and clinopyroxene microphenocrysts (C3, x5, cross), (b) plagioclase-, olivine-, and clinopyroxene-phyric basalt with plagioclase microlites in the groundmass (C4, x2, cross), (c) poikilitic plagioclase phenocryst with anhedral, embayed shape (C4, x2, cross), (d) clinopyroxene phenocryst containing olivine and secondary serpentine in the center (C5, x2, cross), (e) holocrystalline, vesicular basalt with plagioclase and clinopyroxene microphenocrysts (C6, x5, cross), and (f) olivine-phyric basalt showing flow structure in the groundmass (C7, x5, cross). Abbreviations: Cpx, clinopyroxene; Ol, olivine; Pl, plagioclase.

Table 2. Analytical results of major and trace elements from Weno lavas.

| Sample No.                       | C1     | C2     | C3     | C4     | C5    | C6    | C7    |
|----------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| Major elements (wt%)             |        |        |        |        |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub>                 | 50.23  | 51.15  | 50.28  | 44.03  | 42.32 | 46.71 | 45.24 |
| TiO <sub>2</sub>                 | 2.62   | 2.68   | 2.64   | 3.07   | 3.00  | 2.64  | 2.87  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 16.41  | 16.71  | 16.37  | 14.55  | 14.28 | 14.34 | 14.77 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 9.77   | 9.87   | 9.80   | 15.28  | 14.83 | 13.68 | 12.95 |
| MnO                              | 0.21   | 0.22   | 0.22   | 0.13   | 0.13  | 0.17  | 0.15  |
| MgO                              | 3.23   | 3.42   | 3.42   | 9.83   | 9.08  | 4.85  | 8.46  |
| CaO                              | 6.82   | 7.00   | 6.89   | 10.70  | 10.22 | 10.23 | 9.37  |
| Na <sub>2</sub> O                | 4.98   | 5.13   | 5.06   | 2.24   | 2.01  | 3.16  | 2.87  |
| K <sub>2</sub> O                 | 2.03   | 1.94   | 1.97   | 0.55   | 0.54  | 0.69  | 0.79  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 1.12   | 1.18   | 1.15   | 0.22   | 0.22  | 0.31  | 0.33  |
| LOI                              | 1.60   | 1.53   | 1.55   | 1.02   | 1.26  | 2.51  | 1.83  |
| total                            | 99.03  | 100.83 | 99.35  | 101.62 | 97.89 | 99.29 | 99.62 |
| Trace elements (ppm)             |        |        |        |        |       |       |       |
| Sr                               | 1093.3 | 1109.7 | 1122.8 | 461.0  | 421.0 | 307.8 | 455.0 |
| Ba                               | 570.8  | 540.1  | 546.3  | 103.6  | 96.0  | 103.2 | 194.4 |
| Li                               | 10.5   | 10.8   | 10.4   | 3.6    | 3.7   | 5.2   | 10.8  |
| Sc                               | 8.9    | 9.1    | 8.9    | 24.4   | 20.1  | 26.8  | 20.7  |
| V                                | 108.1  | 108.9  | 109.4  | 352.9  | 332.0 | 321.1 | 284.5 |
| Cr                               | 2.3    | 2.3    | 2.6    | 271.6  | 293.0 | 40.7  | 259.0 |
| Zn                               | 130.4  | 134.7  | 132.7  | 95.1   | 97.3  | 114.5 | 106.6 |
| Zr                               | 358.9  | 367.2  | 363.4  | 129.1  | 115.3 | 158.1 | 170.7 |
| Co                               | 13.3   | 12.8   | 12.8   | 62.6   | 73.8  | 42.2  | 54.9  |
| Ni                               | 4.8    | 4.9    | 4.5    | 262.7  | 356.6 | 44.6  | 232.4 |
| Cu                               | 31.7   | 30.7   | 30.1   | 137.9  | 124.3 | 106.8 | 100.5 |
| Ga                               | 22.9   | 22.2   | 22.2   | 18.9   | 16.7  | 19.8  | 18.6  |
| Rb                               | 37.0   | 36.1   | 36.4   | 9.5    | 5.9   | 12.2  | 5.8   |
| Y                                | 40.8   | 40.7   | 40.4   | 16.3   | 14.0  | 24.5  | 18.1  |
| Nb                               | 54.8   | 54.1   | 53.8   | 16.6   | 15.0  | 18.9  | 22.8  |
| Cs                               | 0.3    | 0.3    | 0.3    | 0.1    | 0.0   | 0.2   | 0.0   |
| Hf                               | 8.2    | 8.3    | 8.2    | 3.4    | 3.1   | 4.2   | 4.4   |
| Ta                               | 4.3    | 4.2    | 4.1    | 1.3    | 1.3   | 1.5   | 1.8   |
| Pb                               | 3.2    | 3.1    | 3.2    | 0.9    | 1.0   | 1.4   | 1.6   |
| Th                               | 4.3    | 4.1    | 4.1    | 1.2    | 1.1   | 1.5   | 2.0   |
| U                                | 1.3    | 1.3    | 1.3    | 0.4    | 0.4   | 0.4   | 1.2   |
| La                               | 42.9   | 41.8   | 41.7   | 12.3   | 11.2  | 14.5  | 18.1  |
| Ce                               | 83.2   | 82.5   | 81.7   | 24.3   | 21.8  | 29.1  | 34.9  |
| Pr                               | 11.7   | 11.8   | 11.6   | 3.6    | 3.2   | 4.3   | 4.9   |
| Nd                               | 51.7   | 51.1   | 50.9   | 16.1   | 14.5  | 19.4  | 21.0  |
| Sm                               | 11.5   | 11.4   | 11.5   | 4.1    | 3.6   | 5.0   | 5.0   |
| Eu                               | 4.1    | 4.2    | 4.1    | 1.5    | 1.3   | 1.8   | 1.9   |
| Tb                               | 1.7    | 1.7    | 1.7    | 0.7    | 0.6   | 0.9   | 0.8   |
| Gd                               | 11.9   | 11.9   | 11.8   | 4.8    | 4.1   | 5.8   | 5.3   |
| Dy                               | 9.5    | 9.4    | 9.4    | 3.8    | 3.4   | 5.3   | 4.5   |
| Ho                               | 1.6    | 1.7    | 1.7    | 0.7    | 0.6   | 1.0   | 0.8   |
| Er                               | 4.4    | 4.3    | 4.3    | 1.7    | 1.5   | 2.8   | 2.0   |
| Tm                               | 0.5    | 0.6    | 0.5    | 0.2    | 0.2   | 0.4   | 0.3   |
| Yb                               | 3.2    | 3.2    | 3.3    | 1.4    | 1.1   | 2.2   | 1.5   |
| Lu                               | 0.4    | 0.5    | 0.4    | 0.2    | 0.1   | 0.3   | 0.2   |

\* total Fe as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

LOI: loss on ignition

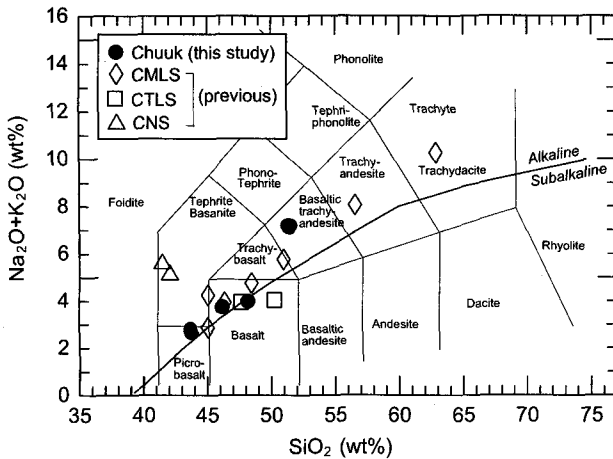


Fig. 3. Chemical classification and nomenclature of volcanic rocks using TAS diagram of Le Maitre *et al.* (1989). The boundary between alkaline and subalkaline series is taken from Irvine and Baragar (1971). The previous results of the volcanic rocks from Chuuk Islands (Mattey 1982) are also plotted for comparison. CMLS, Chuuk main lava series; CTLS, Chuuk transitional lava series; CNS, Chuuk nephelinite series.

(XRF, Philips PW1480)를 이용하였다. 자세한 분석 방법은 이(1994)를 참조하였다. 표준시료 JB-2와 JA-2를 반복 측정해 계산된 주성분원소의 분석 오차는 모두 5% 미만이다. 미량원소 조성은 기초과학연구원원에 의뢰하여 유도결합 플라즈마 질량분석기(ICP-MS, VG PQII)로 분석하였다. 분석결과는 Table 2에 제시하였다.

### 주성분원소

촉주의 웨노섬에서 채취한 화산암류는 모두 약한 알칼리계열의 화산암류로 대체로 현무암과 현무암질 조면안산암 조성을 보인다(Fig. 3). Mattey(1982)는 축섬 화산암류를 주성분원소와 미량원소 조성 차이에 근거하여 주용암계열(main lava series, CMLS), 전이용암계열(transitional lava series, CTLS) 그리고 네펠리나이트계열(nephelinite series, CNS)로 분류하고 주용암계열과 전이용암계열은 선후관계 파악이 용이하지 않지만 모두 마이오세 후기에 분출했음을 지적하였다. 그리고 화산활동이 비교적 오랜 휴지기(약 200만년)를 거친 후, 플라이오세 전기에 네펠리나이트계열로 변화했다고 주장하였다. Fig. 3에서와 같이 웨노섬에서 채취한 현무암과 현무암질 조면안산암은 주용암계열 화산암류의 분화 경향과 잘 일치하고,  $\text{SiO}_2$  함량이 낮고  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  함량이 높은 네펠리나이트계열과는 큰 차이를 보인다.

웨노섬 현무암류의 주성분원소의 변화 경향성은 축섬의 주용암계열과 전이용암계열 화산암류의 경향성과 잘 일치한다(Fig. 4). 이들은  $\text{MgO}$  성분이 감소함에 따라  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  성분은 증가하고,  $\text{CaO}$  성분은 점진적으로 감소한다. 따라서 감람석, 휘석 등의 유색광물과 더불어 사장석의

분별결정작용이 꾸준히 일어났음을 보여준다.  $\text{TiO}_2$ 와  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  함량은 그다지 큰 변화를 보이지 않다가  $\text{MgO}$  함량이 5% 이하부터 급격한 감소 경향을 보이는데, 이때부터 철산화광물(자철석 또는 티탄철석)의 분별결정작용이 일어났음을 지시한다. 그러나 네펠리나이트계열 화산암류는 동일한  $\text{MgO}$  성분을 기준으로 할 때, 높은  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  함량과 낮은  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  함량을 보여 다른 화산암류들과 화학조성 차이가 두드러지고 강한 알칼리성을 나타낸다.

### 미량원소

웨노섬 현무암류는  $\text{MgO}$  함량이 감소함에 따라(분화가 진행됨에 따라) 대표적인 불호정성 원소인 Rb과 Ba의 함량이 점진적으로 증가하는데, 이런 경향성은 축섬의 주용암계열과 전이용암계열의 분화 경로와도 잘 일치한다(Fig. 5). 그러나 플라이오세 전기에 분출한 네펠리나이트는 동일한  $\text{MgO}$  성분에서 훨씬 높은 Rb과 Ba 함량을 갖는다. 따라서 네펠리나이트는 마이오세 후기 현무암류와 비교해 발생 단계부터 불호정성 원소의 함량이 매우 높았을 것으로 기대되고, 이처럼 높은 알칼리원소와 불호정성 원소의 함량은 동일한 기원물질을 가정하면 낮은 정도의 부분용해작용에 그 원인이 있는 것으로 생각된다.  $\text{MgO}$  함량의 감소에 따라 Cr과 Ni의 함량은 급격히 감소하는 성질을 보인다. 이는 모마그마로부터의 최초 결정분화작용은 감람석과 Cr-spinel이 가장 중요한 역할을 했음을 지시한다.

웨노섬 현무암류는 Th과 Ta 함량이 거의 같기 때문에(Table 2), Th/Yb-Ta/Yb 도면상에서 Th/Ta=1 선상에 잘 점재된다(Fig. 6). 또 이들은 중앙해령현무암(MORB) 보다는 Th/Yb, Ta/Yb 비가 다소 크다. 현무암질 모마그마에 Ta에 비해 Th이 이상적으로 부화되는 것은 흔히 섭입 환경하에서 퇴적물을 함유하고 있는 슬랩 성분의 영향으로 생각된다(Pearce 1982; McCulloch and Gamble 1991). 중앙해령현무암이 갖는 낮은 Th/Yb과 Ta/Yb 비는 이들이 주로 결핍된 기원맨틀로부터 유래되기 때문이다. 따라서 웨노섬 현무암류의 모마그마는 오래된 해양판의 섭입 성분의 영향이 전혀 없는 환경하에서 생성되었고, 중앙해령 기원맨틀보다는 다소 부화된 기원맨틀 성분으로부터 유래된 것으로 생각된다.

미량원소 조성을 시원맨틀 값과 비교하면 웨노섬 현무암류들은 판내부에서 맨틀플룸에 의해 형성되는 해양도 현무암의 조성과 매우 유사하다(Fig. 7). 즉 이온반경이 큰 친석원소들이 보다 호정성인 고전하 양이온들 보다 대체적으로 부화되어 있고 약간 불룩한 패턴을 보인다. 이런 경향성은 불호정성 원소들이 호정성원소 보다 결핍된 특성을 갖는 중앙해령 현무암류와는 그 성인이 다르다는 것을 지시한다(Sun and McDonough 1989). 주성분원소와 미량원소를 이용한 지체구조 판별도에서도 웨노섬 현무암류들은 판내부의 해양도 화산암류의 화학조성과 매우 유사함을 알 수 있다(Fig. 8).

시원적인 운석 값에 표준화한 희토류원소 조성 패턴에서 웨노섬 현무암류들은 경희토류원소(LREE)가 중희토류원소

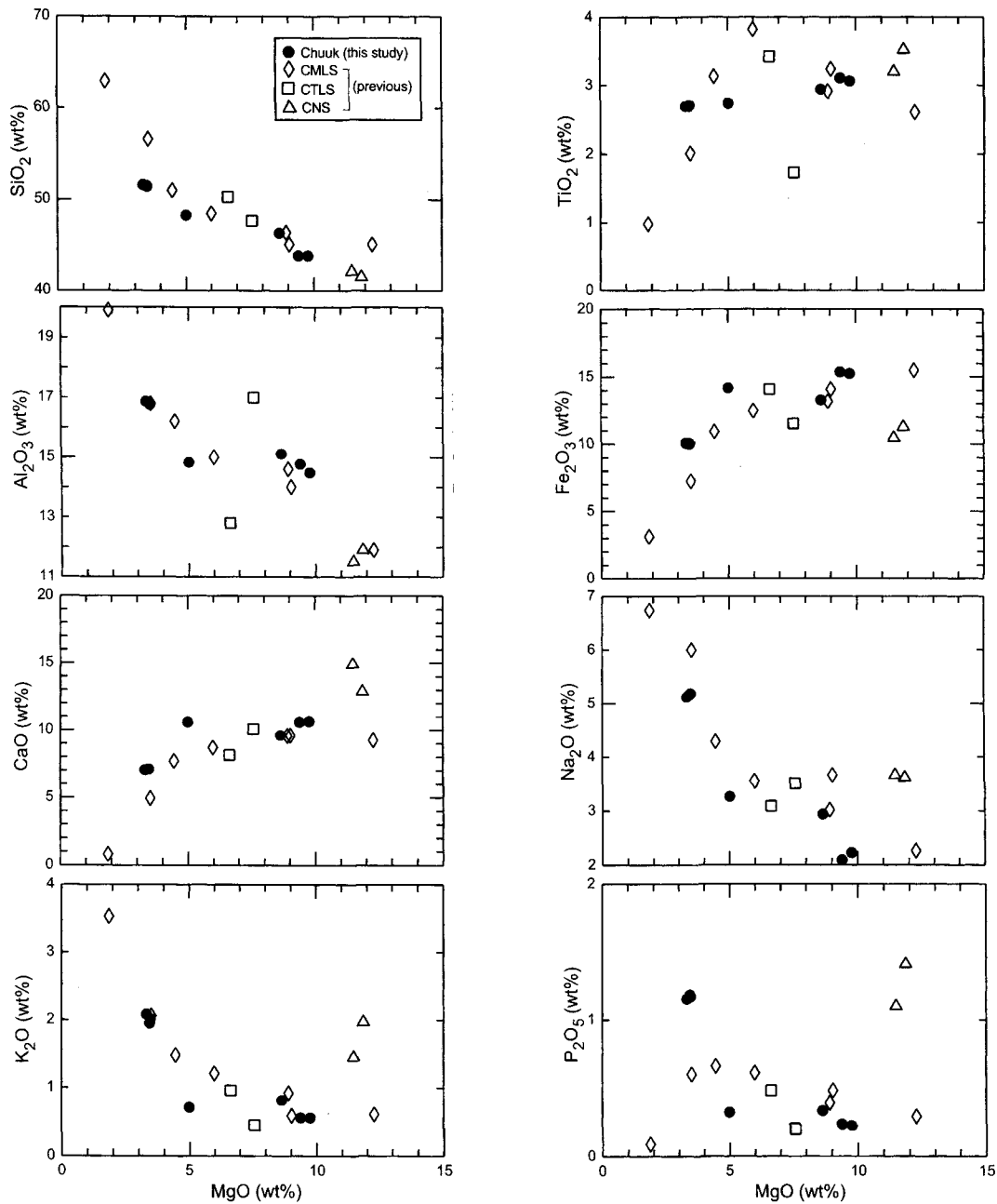


Fig. 4. Major element variation diagrams of Weno lavas. The previous results of the volcanic rocks from Chuuk Islands are referred from Matthey (1982).

(HREE)보다 부화되고, 중희토류원소를 향하여 점진적으로 감소하는 경향을 보인다(Fig. 9). 또 SiO<sub>2</sub> 함량이 많고 MgO 함량이 적은 비교적 분화가 진행된 현무암질 조면안산암(C1, C2, C3 시료)이 현무암보다 경희토류원소/중희토류원소의 비(LREE/HREE)가 큰 특징을 보이는데, 이는 전형적인 결정분화작용의 영향으로 생각된다. 즉 분화가 진행되면서 결정으로의 분배계수가 작은 경희토류원소가 액상에 잔류하였기 때문에 현무암질 조면안산암에서 LREE/HREE 비가 커

진 것을 나타낸다. 결정분화작용의 이런 경향성은 주성분원소의 변화도에서 나타난 바와 같이 감람석, 단사휘석과 같은 유색광물의 분별결정작용 특성파도 잘 일치한다.

### 6. Sr-Nd 동위 원소 조성

웨노섬 현무암류의 근원물질을 유추하고 여러 해양도 현무암류와 동위원소적 유사성을 검토해보고자 Sr, Nd 동위원

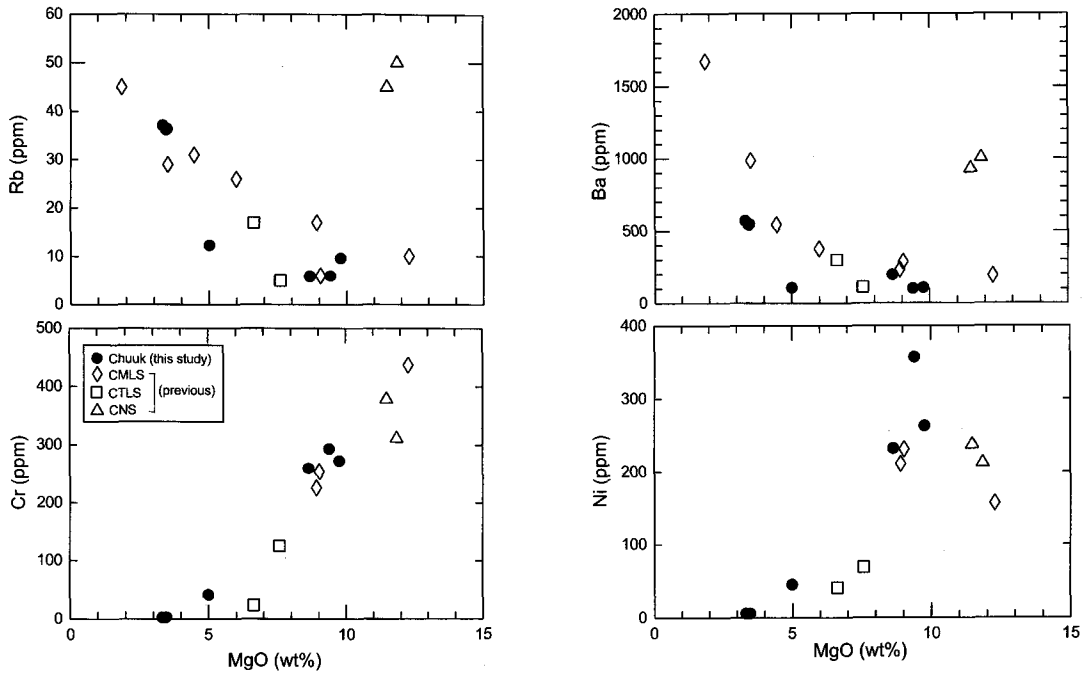


Fig. 5. Representative trace element variation diagrams of Weno lavas. The previous results of the volcanic rocks from Chuuk Islands are referred from Matthey (1982).

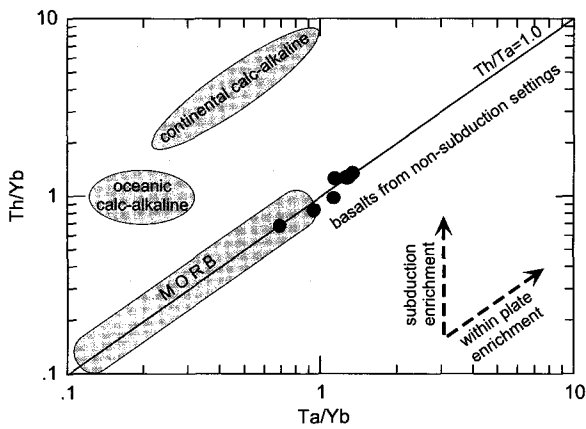


Fig. 6. Th/Yb versus Ta/Yb diagram showing the "within plate" character of Weno lavas and their lack of subduction zone enrichment. Vector for within plate and subduction enrichment, and fields for oceanic and continental calc-alkaline rocks are from Pearce (1982).

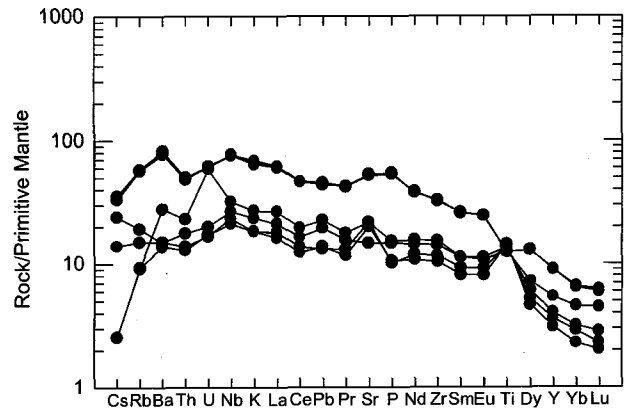


Fig. 7. Primitive mantle-normalized diagram of Weno lavas. The data of primitive mantle are taken from Sun and McDonough (1989).

소 조성을 기초과학지원연구원에 의뢰하여 열이온화 질량분석기(TIMS, VG54-30)로 분석하였다. 분석된  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  비와  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  비는 각각  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ ,  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 로 표준화하였다. 실험 중 측정된 표준시료 NBS 987의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  비는  $0.710237 \pm 0.000007 (N=14)$ 이고, La Jolla의  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  비는  $0.511843 \pm 0.000005 (N=19)$ 이다. Sr의 바탕값은  $2 \times 10^{-10} \text{g}$ , Nd의 바탕값은  $1.2 \times 10^{-10} \text{g}$ 으로 측

정되었다. 분석결과는 Table 3에 제시하였다.

웨노섬 현무암류의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  비와  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  비는 각각  $0.703317 \sim 0.703500$ ,  $0.512962 \sim 0.513000$ 의 범위로 변화폭이 매우 작아 모두 동일 기원물질로부터 유래되었다는 것과 모마그마로부터 분화과정 중 주변암에 의해 오염되지 않았음을 지시한다.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  상관도에서 웨노섬 현무암류의 동위원소 조성은 대체적으로 전지구평균값



Table 3. Analytical results of Sr and Nd isotopes from Weno lavas.

| Sample No. | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 2 $\sigma$ error | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 2 $\sigma$ error |
|------------|---------------------------------|------------------|-----------------------------------|------------------|
| C1         | 0.703359                        | 0.000011         | 0.513000                          | 0.000015         |
| C3         | 0.703317                        | 0.000012         | 0.512989                          | 0.000014         |
| C5         | 0.703323                        | 0.000008         | 0.512995                          | 0.000014         |
| C6         | 0.703448                        | 0.000010         | 0.512989                          | 0.000013         |
| C7         | 0.703500                        | 0.000012         | 0.512962                          | 0.000013         |

Total procedural blank levels were around 200 pg for Sr and 120 pg for Nd. Running average of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of NBS987 standard is  $0.710237 \pm 0.000007$  (N=14). Running average of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  of La Jolla Nd standard is  $0.511843 \pm 0.000005$  (N=19).

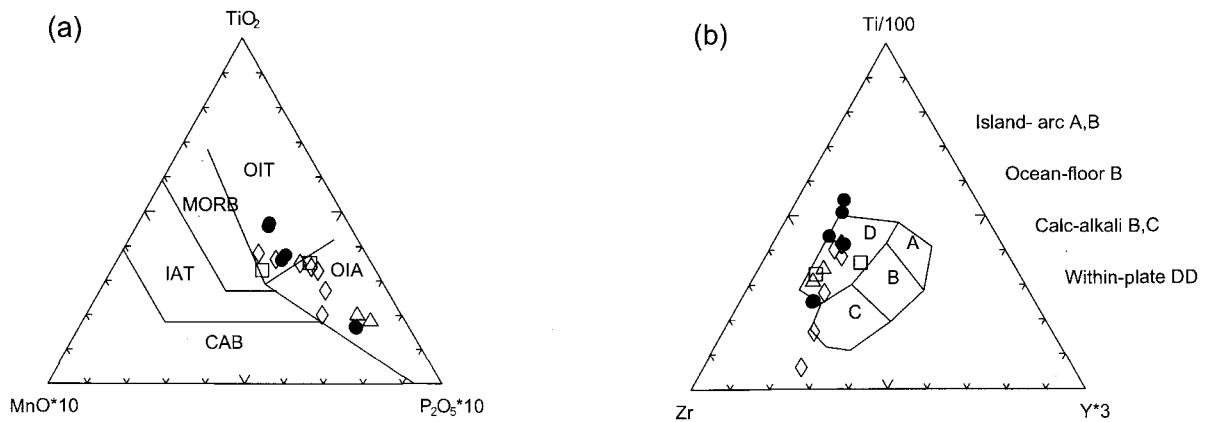


Fig. 8. (a) The MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> discrimination diagram for basalts (after Mullen 1983). OIT, ocean island tholeiite; OIA, ocean island alkali basalt; CAB, island arc calc-alkali basalt; IAT, island arc tholeiite. (b) The Ti-Zr-Y discrimination diagram for basalts (after Pearce and Cann 1973). The symbols are the same as those in Fig. 2.

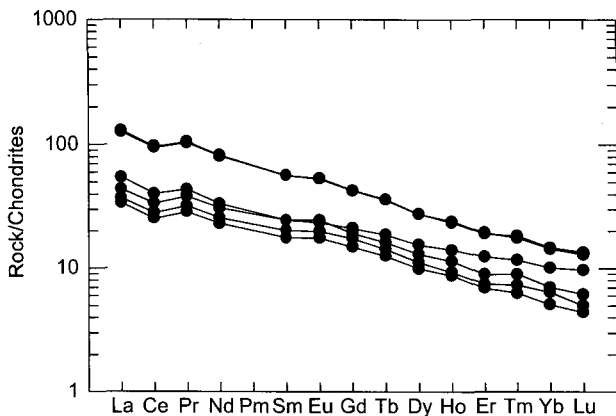


Fig. 9. Chondrite-normalized rare earth element patterns of Weno lavas. The chondrite values used in normalizing REEs are from Nakamura (1974).

(BSE)보다 결핍된 성질을 보이지만 중앙해령현무암(MORB) 보다는 다소 부화되었음을 알 수 있다(Fig. 10). 또 대표적인 해양도 현무암류의 동위원소 조성 비교하면 태평양 중앙에 위치하는 하와이섬 현무암과 Sr, Nd 동위원소 조성이 거의 일치하고, 부화된 맨틀(EM) 물질의 기여가 뚜렷하게 인지되는 다른 해양도 현무암들과는 조성 차이가 매우 크다. 즉 웨노섬 현무암류들은 하와이섬의 현무암과 마찬가지로 다른 여러 해양도 현무암들과 비교해 상대적으로 결핍된 근원맨틀로부터 유래된 것으로 생각된다.

### 7. 토의 및 결론

축섬 화산암류는 주용암계열, 전이용암계열 그리고 네펠리나이트계열로 구분되고, 주용암계열과 전이용암계열의 화산암류는 마이오세 후기에 형성되었고, 네펠리나이트계열의 화산암류는 비교적 오랜 휴지기를 거친 후 플라이오세 전기에 형성되었다(Matthey 1982; Keating *et al.* 1984a, b).

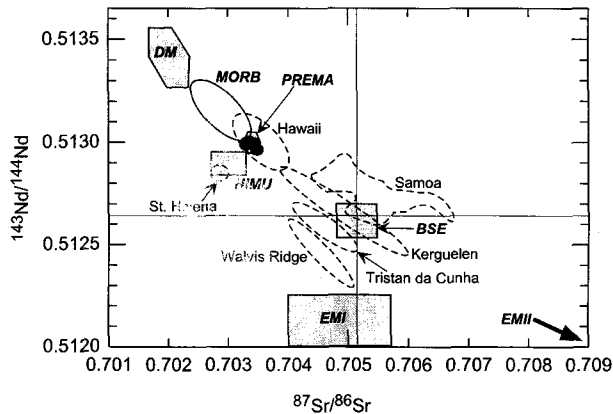


Fig. 10.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotope correlation diagram of Weno lavas. Shown for comparison with the main oceanic mantle reservoirs of Zindler and Hart (1986) and the representative ocean island basalts (OIBs). Data fields are from St. Helena (Sun 1980; White and Hofmann 1982), Walvis Ridge (Richardson *et al.* 1982), Tristan da Cunha (Cliff *et al.* 1991), Kerguelen (White and Hofmann 1982; Storey *et al.* 1988), Hawaii (Stille *et al.* 1983, 1986), and Samoa (White and Hofmann 1982; Palacz and Saunders 1986; Wright and White 1987). The data of mid-ocean ridge basalts (MORB) are from White *et al.* (1987). Abbreviations: DM, depleted mantle; BSE, bulk silicate Earth; EMI and EMII, enriched mantle; HIMU, mantle with high U/Pb ratio; PREMA, frequently observed PREvalent MAnTle composition.

주용암계열과 전이용암계열의 화산암류는 모두 약한 알칼리계열 화산암류의 화학적 특성을 보인다. 그러나 전이용암계열의 화산암류가 주용암계열의 화산암류에 비해 알칼리성이 더 약하기 때문에 대부분이 네펠린 노움 광물을 갖지 못하고 하이퍼신 노움 광물을 함유하며 불호정성원소 및 경희도류원소의 함량이 낮은 특징을 보인다. 그러나 양자의 분출시기는 별다른 차이가 없기 때문에, 이들 사이에서 조성 변화의 시간 의존성은 인지되지 않는다. 플라이오세 전기에 분출한 네펠리나이트는 분출량은 매우 적지만 강한 알칼리성과 높은 불호정성원소의 함량을 특징으로 하기 때문에 주용암계열과 전이용암계열 화산암류와는 화학적으로 쉽게 구분된다.

이번에 채취된 웨노섬 현무암류는 분출시기, 주성분원소 및 미량원소 조성 모두 주용암계열의 화산암류와 대체적으로 일치한다(Figs. 4, 5) 그러나 주용암계열과 전이용암계열 화산암류는 그 화학조성 차이가 그다지 크지 않고, 비교할 수 있는 자료도 한정되어 있기 때문에 향후 보다 상세한 자료의 축적을 필요로 한다. 채취된 현무암-현무암질 조면안산암은 감람석과 Cr-spinel의 결정분화작용에 따른 화학조성 변화를 잘 보여주며, 중앙해령현무암보다는 약간 부화된 기원맨틀로부터 유래된 것으로 생각된다. 미량원소 조성 패턴은 전형적인 해양도 현무암류가 갖는 특성을 보이기 때문에 판내

부 환경에서 맨틀 플룸에 의해 형성된 것을 지시한다. Sr, Nd 동위원소 조성은 여러 해양도 현무암과 비교해 태평양 한 가운데 위치하는 하와이섬 현무암류와 매우 유사하다. 따라서 현재까지의 연구 결과는 축성 현무암류들이 모두 하와이섬 현무암질 모마그마를 발생시킨 맨틀 플룸과 동위원소적으로 유사한 조성을 갖는 기원물질에서 유래되었다는 점을 지지한다.

캐롤라인군도에 발달하는 대표적인 세 개의 섬들은 동쪽의 코스라에(Kosrae)섬에서 서쪽의 축섬으로 갈수록 연령이 오래되었고, 이들은 모두 알칼리계열의 화산암이 우세한 화학적 유사성을 보이기 때문에 하와이 열도와 같이 열점의 활동에 의해 형성되었을 것이라고 보고된 바 있다(Matthey 1982; Keating *et al.* 1984a, b). 그러나 하와이형 열점활동은 쏘래아이트계열 현무암이 압도적으로 우세하고, 각각의 해양도의 진화 말기에 일부 알칼리현무암이 분출하는 특징을 보이기 때문에(Macdonald and Abbot 1970), 알칼리계열 화산활동이 주체가 되는 캐롤라인군도 열점활동과는 많은 차이가 있다. 캐롤라인군도 축섬의 전이용암계열 현무암류와 하와이형 쏘래아이트 현무암과의 대비를 통해 두 지역 열점활동의 유사성을 추적하고자하는 연구도 있었으나(예를들면, Matthey 1982), 축섬의 전이용암계열 현무암류는 주용암계열 현무암류와 화학조성 및 형성시기 차이가 크지 않기 때문에 캐롤라인군도와 하와이의 열점활동을 직접적으로 대비시키는데는 문제가 있다. 두 지역 화산활동의 화학조성 차이를 고려하면 알칼리 화산활동을 주체로 하는 캐롤라인군도 열점활동이 하와이형에 비해 전체적으로 부분용해 정도가 작아서 다량의 쏘래아이트 현무암을 발생시킬 수 없었다고 해석하는 것이 타당할 것이다. 그러나 이 경우 두 지역 열점활동의 기원물질이 화학적으로 동일해야 한다는 전제를 필요로 때문에 향후 보다 세밀한 연구가 진행되어야 할 것으로 생각된다.

웨노섬을 포함하는 전체 축섬과 인접하는 폰페이섬의 화산활동은 태평양에 존재하는 개개의 해양도에서 일어난 화산활동보다 매우 긴 시간 동안 일어났기 때문에, 캐롤라인군도 화산활동 특성을 하와이형 열점활동과 직접적으로 대비할 경우 많은 문제점이 있음이 지적된 바 있다(Dixon *et al.* 1984). 또 기원맨틀의 조성 변화와 관련된 최근의 연구에 의하면 하와이형 열점활동은 시기적으로 오래될수록  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  초생치가 점진적으로 증가하는 경향성으로 보이기 때문에(Keller *et al.* 2000), 오랜 시간 지속되는 열점활동의 경우 기원맨틀 조성이 충분히 변할 수 있다는 것을 알게되었다. 캐롤라인군도의 경우 현재까지 보고된 동위원소 조성이 빈약하고, 이번에 얻어진 결과도 매우 제한된 것이기 때문에 기원맨틀 조성의 시간에 따른 변화에 대해서는 논할 수 없다. 따라서 캐롤라인군도 화산활동의 성인을 규명하고, 하와이형 열점활동과의 유사성 및 차이점을 논하기 위해서는 향후 보다 체계적인 연구가 이루어져야 할 것으로 생각된다.

## 사 사

본 논문을 심사해 주시고 건설적인 비평을 해주신 한국해양연구소의 문재운 박사님과 정희수 박사님께 깊이 감사드립니다.

## 참고문헌

- 이종익. 1994. X-선 형광분석기를 이용한 화강암류의 정량 분석 프로그램 개발에 관한 연구. 한국해양연구소 보고서, BSPE 00431-671-7, 43 p.
- Cliff, R. A., P. E. Baker, and N. J. Mateer. 1991. Geochemistry of Inaccessible Island volcanics. *Chem. Geol.*, 92, 251-260.
- Dixon, T. H., R. Batiza, K. Futa, and D. Martin. 1984. Petrochemistry, age and isotopic composition of alkali basalts from Ponape Island, western Pacific. *Chem. Geol.*, 43, 1-28.
- Irvine, T. N. and W. R. A. Baragar. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Keating, B. H., D. P. Matthey, C. E. Helsley, J. J. Naughton, and D. Epp. 1984a. Evidence for a hot spot origin of the Caroline Islands. *J. Geophys. Res.*, 89, 9937-9948.
- Keating, B. H., D. P. Matthey, J. Naughton, and C. E. Helsley. 1984b. Age and origin of Truk Atoll, eastern Caroline Islands: Geochemical, radiometric-age, and paleomagnetic evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 350-356.
- Keller, R. A., M. R. Fisk, and W. M. White. 2000. Isotopic evidence for Late Cretaceous plume-ridge interaction at the Hawaiian hotspot. *Nature*, 405, 673-676.
- Le Maitre, R. W., P. Bateman, A. Dudek, J. Keller, M. J. Lameyre, Le Bas, P. A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, A. R. Woolley, and B. Zanettin. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the IUGS Subcommittee of the systematics of igneous rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- Macdonald, G. A. and A. Abbot. 1970. Volcanoes in the Sea. Univ. Hawaii Press, Honolulu, 137-147.
- McDougall, I. and R. A. Duncan. 1980. Linear volcanic chains - recording plate motions? *Tectonophys.*, 63, 275-295.
- Matthey, D. P. 1982. The minor and trace element geochemistry of volcanic rocks from Truk, Ponape and Kusaie, eastern Caroline Islands: The evolution of a young hot spot trace across old Pacific ocean crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 1-13.
- McCulloch, M. T. and J. A. Gamble. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 358-374.
- Mullen, E. D. 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- Nagao, K., A. Ogata, Y. N. Miura, and K. Yamaguchi. 1996. Ar isotope analysis for K-Ar dating using two modified-VG5400 mass spectrometers - I: Isotopic dilution method. *J. Mass Spectrom. Soc. Japan*, 44, 39-61.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-775.
- Palacz, Z. A. and A. D. Saunders. 1986. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 270-280.
- Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. p. 525-547. In: *Andesites*. ed. by R.S. Thorpe. John Wiley, New York.
- Pearce, J. A. and J. R. Cann. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Richardson, S. H., A. J. Erlank, A. R. Duncan, and D. L. Reid. 1982. Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 327-342.
- Stark, J. T. 1958. Military geology of Truk Islands, Caroline Islands. US Army Chief of Engineers, Intelligence Division, Headquarters US Army Pacific, 205 p.
- Steiger, R. H. and E. J. Ger. 1977. Subcommittee on geochronology convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- Stille, P., D. M. Unruh, and M. Tatsumoto. 1983. Pb, Sr, Nd and Hf isotopic evidence of multiple sources for Oahu, Hawaii basalts. *Nature*, 304, 25-29.
- Stille, P., D. M. Unruh, and M. Tatsumoto. 1986. Pb, Sr, Nd and Hf isotopic constraints on the origin of Hawaiian basalts and evidence for a unique mantle source. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 2303-2319.
- Storey, M., A. D. Saunders, J. Tarney, P. Leat, M. F. Thirlwall, R. N. Thompson, M. A. Menzies, and G. F. Marriner. 1988. Geochemical evidence for plume-mantle interactions beneath Kerguelen and Heard Islands, Indian Ocean. *Nature*, 336, 371-374.
- Sun, S.-S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 297, 409-445.
- Sun, S.-S. and W. F. McDonough. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. p. 313-345. In: *Magmatism in the Ocean Basins*. eds. by A. D. Saunders and M. J. Norry, Geol. Soc. Spec. Pub. 42. Blackwell Scientific Publications, London.
- White, W. M. and A. W. Hofmann. 1982. Sr and Nd isotope

- geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 296, 821-825.
- White, W. M., A. W. Hofmann, and H. Puchelt. 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalts. *J. Geophys. Res.*, 92, 4881-4893.
- Wright, E. and W. M. White. 1987. The origin of Samoa: new evidence from Sr, Nd and Pb isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 151-162.
- Zindler, A. and S. R. Hart. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571.
- 

*Received Feb. 5, 2001*  
*Accepted Mar. 30, 2001*