

Article

자기이상 역산에 의한 마샬제도 북서쪽 세 해저산의 고지자기 해석

이태국^{1,2*} · 문재운¹ · 고영탁¹ · 정미숙¹ · 김현섭¹ · 이기화²

¹한국해양연구원 해저환경·자원연구본부
 (425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29호
²서울대학교 자연과학대학 지구환경과학부
 (151-742) 서울시 관악구 신림9동 산56-1번지

Paleomagnetism of Three Seamounts Northwest of the Marshall Islands from Magnetic Inversion

Tae-Gook Lee^{1,2*}, Jai-Woon Moon¹, Young-Tak Ko¹, Mee-Sook Jung¹,
 Hyun-Sub Kim¹, and Kiehwa Lee²

¹Marine Geoenvironment and Resources Research Division, KORDI
 Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

²School of Earth and Environmental Sciences, College of Natural Sciences
 Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

Abstract : Total magnetic field measurements were performed to study paleomagnetism of three seamounts (OSM7, OSM8-1, and OSM8-2) to the northwest of the Marshall Islands in the western Pacific. The study area is located at the Ogasawara Fracture Zone which is a boundary between the Pigafetta and East Mariana basins. The magnetic parameters and paleopoles of three seamounts were derived from inversion of the measured magnetic field. The goodness-of-fit ratio of OSM7 is too low to be included to the estimation of parameters. The complex magnetic anomalies of center, scarcity of flank rift zones and steep slope at OSM7 suggest that the multiple intrusions of magma converge into the center of volcanic edifice. Inclination calculated from the magnetic anomalies of OSM8-1 and OSM8-2 is -41.2° , and the paleolatitude calculated from the inclination is 23.6°S . The corresponding paleopoles for OSM8-1 and OSM8-2 are ($24^\circ 42'\text{W}$, $48^\circ 54'\text{N}$) and ($18^\circ 18'\text{W}$, $48^\circ 30'\text{N}$), respectively. In comparison with the apparent polar wander path (APWP) of the Pacific plate, the paleopoles are close to 129-Ma pole. The paleopoles and paleolatitudes of OSM8-1 and OSM8-2 suggest that they were formed at similar time and location. The seamounts have drifted northward about 41° from the paleolatitude to present latitude of seamounts.

Key words : 총 자기장(total magnetic field), 오가사와라 균열대(Ogasawara Fracture Zone), 고지자기 극(paleopole), 측면 관입대(flank rift zone), 겹보기 극 이동경로(apparent polar wander path)

1. 서 론

고지자기 자료는 지구 회전축에 대한 지판의 상대적인 이동에 관한 중요한 정보를 지니고 있다. 전통적으로 이러한 고지자기 자료는 방위를 알 수 있는 암석 샘플로부터

획득되었지만, 태평양과 같은 심해에서는 이 방법을 이용하기가 쉽지 않다. 그 대안으로 해상에서 관측된 자기 이상치의 역산을 통해 자기 변수(편각, 북각, 자화강도 등)를 구하는 방법(Francheteau *et al.* 1970), 방위를 알 수 없는 코어샘플로부터 고위도(Paleolatitude)만을 추정하는 방법(Cox and Gordon 1984) 등이 제시되었다. 이 중, 두번째 방법은 코어샘플 회수과정에서 교란이 일어날 가능성이

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

있고, 샘플 획득에 상당한 비용이 들며, 다른 지구물리 방법을 병행하기 어렵다는 단점이 있어 제한적으로 사용되어 왔다(Sager 1983). 이에 반해, 첫번째 방법은 해저산을 여러 차례 가로질러 총자기값을 획득하므로 다른 지구물리 탐사를 병행할 수 있고, 자기 이상치와 지형정보만으로 자기 역산을 통해 자기 변수를 구할 수 있다는 장점이 있다. 그러나 이런 자기 역산 방법은 일반적인 포텐셜 장 문제가 그렇듯이 유일한 해가 존재하지 않기 때문에 결과의 해석이 모호해질 수 있다는 단점이 있다. 이 방법은 해저산으로부터 획득된 자기 이상치로부터 해저산 전체의 평균 자기변수를 구하기 때문에 관입암이나 후기화산 활동(post-volcanism)의 자기 변수보다 주화산활동(main volcanism)의 자기변수를 구하고자 할 때 쓰이고, 해저산 전체로부터 발생한 자기 이상치를 이용하므로 균질하게 자화된 해저산일수록 안정된 결과를 얻는다. 이러한 자기 역산 방법은 해저산이 밀집되어 분포한 중·서태평양의 자기 이상 분석에서 널리 이용되어 왔다(e.g., Parker *et al.* 1987; Sager 1992).

이 연구는 2003년 5월 6일부터 5월 24일까지 한국해양연구원 소속 조사선인 온누리호(1422 톤급)를 통해 서태평양 마셜 제도(Marshall Islands)와 마리아나 해구(Mariana Trench) 사이에 위치한, 세 개의 해저산에서 획득한 총자기값과 수심자료를 이용하여 해저산의 고지자기 극 및 고위도 등을 파악하고자 한다.

2. 지역개관

서태평양에는 많은 해저산과 균열대(fracture zone)가 분포한다. 이들 해저산 대부분은 중생대와 백악기에 걸쳐 여러 차례 광범위하게 발생한 화산활동에 의해 형성되었고(Menard 1984; Duncan and Clague 1985), 균열대는 이자나기-태평양-파랄론-피닉스(Izanagi-Pacific-Farallon-Phoenix) 지판사이에 존재했던 확장대(spreading ridge)에 의해 형성되었을 것으로 추정된다(Nakanishi *et al.* 1989). 현재 이자나기 지판과 파랄론 지판은 북태평양 섭입대에서 아시아지판 밑으로 사라졌고, 피닉스 지판은 남극 지판에 통합되었다(Atwater 1989). Nakanishi *et al.*(1989, 1992)은 자기 이상대 분석을 통해 서태평양에 61개의 균열대가 존재함을 밝혔다. 이 중, 연구지역은 이자나기-태평양 확장대에 의해 생성된 오가사와라 균열대(Ogasawara Fracture Zone, OFZ) 주변에 위치한다(Fig. 1). OFZ를 기준으로 북동쪽은 피가페타 분지(Pigafetta Basin, PB)가 존재하고, 남서쪽은 동 마리아나 분지(East Mariana Basin, EMB)가 존재한다. OFZ는 북서쪽으로 연장되어 마리아나 해구에서 필리핀 해판(Philippine Sea Plate) 밑으로 섭입하고, 남동쪽은 자료의 부족으로 연장성이 명확하지 않

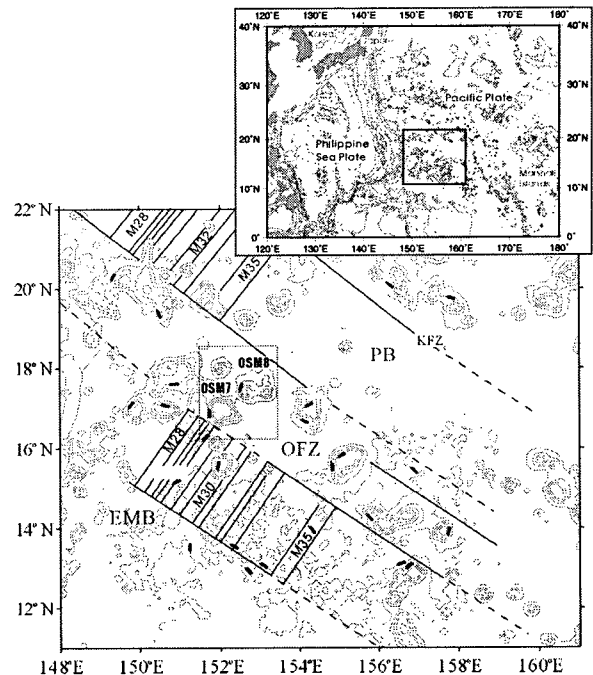


Fig. 1. Location map of the study area. The study area is located in the Ogasawara fracture zone (OFZ), a 150-km-wide rift zone. Lines vertical to the OFZ are magnetic anomaly lineations (Nakanishi *et al.* 1989). The East Mariana Basin is abbreviated as EMB, Pigafetta Basin as PB, and Kashima fracture zone as KFZ.

다. 탄성과 자료 및 자기이상 분포에 따르면, OFZ은 주변 분지의 자기 이상대를 거의 수직으로 가로지르고 OFZ의 폭은 약 150 km로 매우 넓다(Abrams *et al.* 1992) (Fig. 1). 또한, OFZ를 경계로 EMB와 PB는 같은 자기이상대인 경우 약 600 km의 변이를 보인다.

OFZ 내에는 마젤란 해저산군(Magellan Seamounts)과 더튼 해령(Dutton Ridge) 등 다수의 해저산들이 분포한다. Koppers *et al.*(1998)은 동위원소 연령 측정법을 이용하여 4개의 마젤란 해저산군 해저산들의 연령을 측정하여, 이 중 3개의 해저산의 연령이 시간적 연속성을 지니고 있어 동일한 열점에 의해 형성된 것이라고 주장하였다. Smoot(1983, 1989)는 더튼 해령의 지형을 분석하여 이들이 현재는 사라진 삼중합점에서 화산 대지(volcanic plateau)의 형태로 형성되었고, 균열과 단층에 의해 현재의 기요와 해령으로 진화되었을 것으로 추정하였다. 이밖에 Lee *et al.*(2003)은 해저산 고지자기 방법(seamount paleomagnetism)을 이용하여 OSM2와 OSM4의 연령을 백악기 중기로 추정하였다.

연구지역의 해저산은 이전에 연구가 되지 않았고, 공식적인 이름이 없어 임시로 OSM7, 8-1, 8-2로 명명하였다

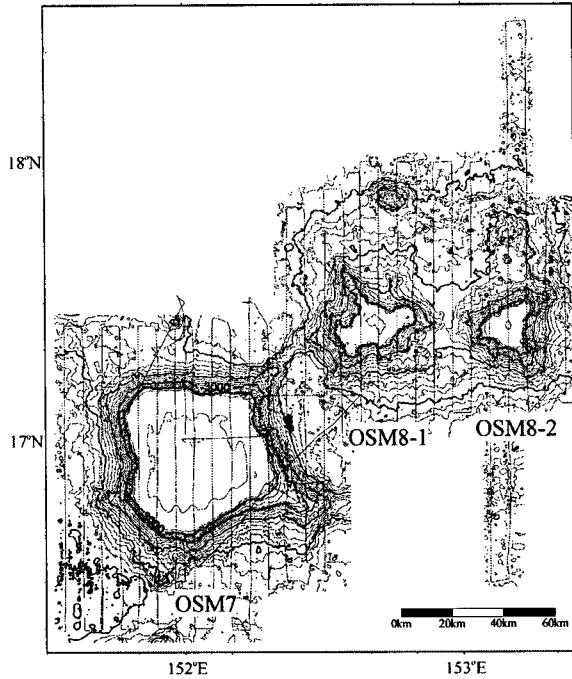


Fig. 2. Bathymetric map of seamounts OSM7, OSM8-1, and OSM8-2 (See Fig. 1 for the location). Thin solid lines are ship tracks. Contour interval is 200 m.

(Fig. 2). 이들 해저산의 정상부는 평탄한 기요의 형태를 띤다. OSM7은 사면을 따라 안장형태로 블록하게 돌출되어 하부경사면으로 연결된 형태인 Flank Rift Zone(FRZ)이 발달하지 않아 전체지형이 원형에 가깝고, OSM8-1과 OSM8-2는 사면을 따라 FRZ가 발달하여 전체적으로 불가사리에 가까운 형태를 보인다. 이 해저산들의 정상부 수심은 OSM7과 OSM8-1이 1,330 m와 1,320 m이고, OSM8-2가 1,190 m이다(Table 1). 기저부의 수심은 OSM7이 5,400 m로 깊고, 나머지 두 해저산은 5,000 m로 얕은 편이다. 평탄한 해저산 정상부의 넓이는 OSM7이 2,160 km²으로 각각 250 km²과 160 km²인 나머지 두 해저산에 비해 매우 넓다. 해저산의 사면의 평균경사도는 OSM7이 11.9°로 나머지 해저산 (8.7°, 9.2°)에 비해 매우 급한 사면을 가졌음을 알 수 있었다.

Table 1. Morphologic characteristics of three seamounts.

Seamount	Type	Depth (m)			Height (m)	Flat summit surface area (km ²)	Diameter of base (km)		Average slope gradient summits (average slope gradient flanks)
		Crest	Base	Flat-summit break depth			Major axis	Minor axis	
OSM7	Guyot	1,330	5,400	1,650	4,070	2,160	100	80	8.4° (11.9°)
OSM8-1	Guyot	1,320	5,000	1,600	3,680	250	55	50	8.3° (8.7°)
OSM8-2	Guyot	1,190	5,000	1,450	3,810	160	45	40	8.9° (9.2°)

3. 자료 및 연구방법

해상지자기자료는 Geometrics사의 G-886 Proton 자력계를 이용하여 획득하였고, 다중빔 음향측심기인 Sea-Beam 2000 시스템을 이용하여 수심자료를 획득하였다. 해저산의 자기이상분포를 효율적으로 파악하기 위해 조사 측선을 남북 방향으로 설정하였다(Fig. 2). 각 측선의 간격은 다중빔 음향측심 도달범위를 고려하여 동서간 4'으로 결정되었다. 조사선의 자기적 영향을 줄이기 위해 자력계 센서를 조사선에서 200 m 정도 이격시켜 떨어진 해상에서 자력계를 견인하면서 지구 자기장의 총 성분을 측정하였고, 매초 측정된 지자기장 값은 산술 평균을 통해 일분 단위로 저장하였다. 획득된 총 성분 지자기장 값으로부터 국제표준자기장(International Geomagnetic Reference Field) 값을 빼줌으로써 자기 이상치를 구하였고, 평탄화 과정과 필터링 과정을 거쳐 최종값을 산출하였다.

수심자료와 자기 이상치를 이용한 역산으로부터 해저산 자기장의 복각, 편각, 자화강도 등을 계산하였다. 본 연구에 사용된 자기 역산 방법은 Parker *et al.*(1987)이 제시한 반노름 최소화(semi-norm minimization) 방법이다. 이 방법은 해저산 전체가 균질하게 자화되었다는 가정하에서 자기 역산을 수행하여 자기 변수를 구하는 방법인 최소자승 역산방법(e.g., Talwani 1965; Plouff 1976)에 비해 안정적인 결과를 얻을 수 있고, 고지자기 극의 신뢰범위를 파악할 수 있어 최근에 많이 이용되고 있다. 그러나 해저산의 불균질한 자화도가 균질한 자화도에 비해 상당히 크다면 이 방법도 이전의 방법에 비해 나은 결과를 얻을 수 없다.

역산을 통해 계산된 이상치가 관측 이상치와 어느 정도의 상관성을 보이는지 알아보기 위해 적합도 비율(goodness of fit ratio, GFR) 값을 구하였다(Richards *et al.* 1967).

$$GFR = \frac{\sum_i |A_i|}{\sum_i |E_i|} \quad (1)$$

A_i 는 관측 이상치이고, E_i 는 관측 이상치와 계산 이상치의 차이이다. GFR이 2라면 잔여 이상치가 관측 이상치의 절반임을 의미한다. 일반적으로 GFR이 1.8 이하가 되면

역산으로 구한 이상치와 계산 이상치의 상관성이 매우 낮아 신뢰할 수 없다(Harrison et al. 1975).

해저산의 위 경도(λ_s , ϕ_s)와 역산을 통해 얻어진 북각 및 편각(I_m , D_m)을 이용하여 다음의 두 식으로부터 해저산의 고지자기 극의 위 경도(λ_p , ϕ_p)를 구할 수 있다.

$$\sin\lambda_p = \sin\lambda_s \cdot \cos\theta + \cos\lambda_s \cdot \sin\theta \cdot \cos D_m \quad (2)$$

$(-90^\circ \leq \lambda_p \leq +90^\circ)$

$$\phi_p = \phi_s + \beta \quad (\cos\theta \geq \sin\lambda_s \cdot \sin\lambda_p)$$

또는

$$\phi_p = \phi_s + 180 - \beta \quad (\cos\theta < \sin\lambda_s \cdot \sin\lambda_p) \quad (3)$$

여기서 $\theta = \cot^{-1}(0.5 \cdot \tan I_m)$ 이고, $\beta = \sin^{-1}(\sin\theta \cdot \sin D_m / \cos\lambda_p)$ 이다. 고위도는 $90^\circ - \theta$ 이다.

4. 결 과

지자기 역산의 결과는 Table 2에 정리하였고, 자기 이상치 분포는 Figs. 3~5에 도시하였다. OSM7의 관측 이상치는 대체로 해저산 북쪽 및 남쪽 가장자리에서 음의 최대값을 보이고, 해저산 남쪽과 북쪽 사면에서 양의 최대값을 보이며, 그 범위는 $-850 \sim 620$ nT로 넓게 분포한다(Fig. 3a). OSM7의 고지이상대는 사면을 따라 소규모로 나타나는 FRZ에 국부적으로 나타나고, 주로 해저산의 중심부에 복잡하게 분포한다. 지자기가 정상인 시기에 적도 근처의 남반구에서 생성된 자성체는 중심에 음의 이상대를 나타내는데, OSM7 북동쪽과 남동쪽의 FRZ에 나타나는 국부적 양의 이상대는 지자기 역전의 시기에 나타난 관입을 지시한다. OSM8-1과 OSM8-2는 음의 최대 이상치를 보이는 해저산 중심부를 기준으로 남쪽과 북쪽으로 소규모의 이상치를 보인다(Fig. 3b). 음의 이상치의 분포는 해저산의 지형 및 사면을 따라 발달한 FRZ과 일치한다. OSM8-1과 OSM8-2의 관측 이상치의 범위는 $-920 \sim 340$ nT로 OSM7의 범위보다는 작지만 비교적 넓은 범위를 갖는다.

자기 역산 결과, OSM7은 매우 낮은 GFR(1.0)을 보였

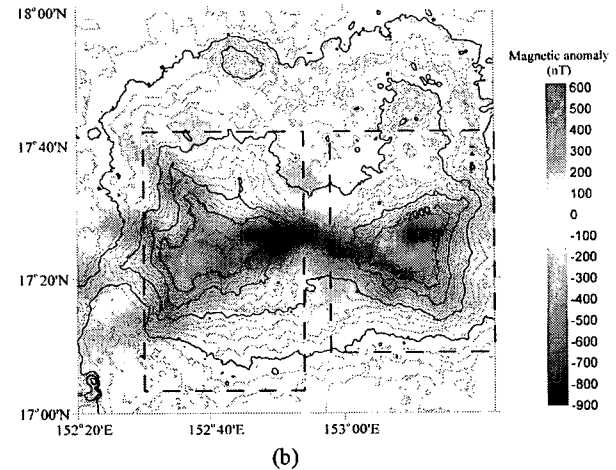
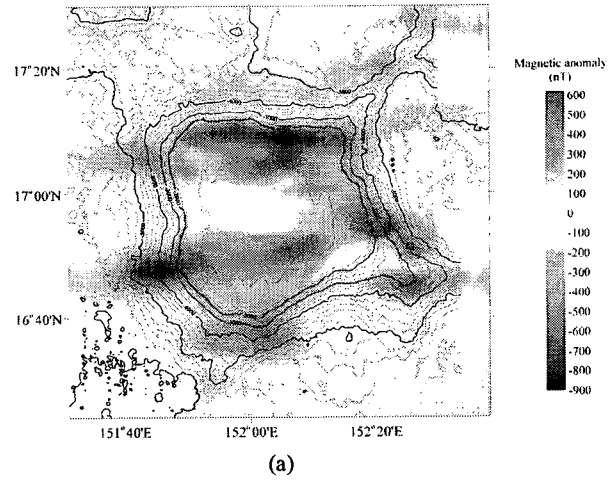


Fig. 3. Observed magnetic anomalies over (a) OSM7, (b) OSM8-1 and OSM8-2. Rectangular dashed box areas in (b) are inverted to calculate the magnetic parameters. The magnetic anomalies of OSM7 and OSM8 range from -850 to 620 nT and from -920 to 340 nT, respectively.

으며 이는 낮은 신뢰도를 보이는 것으로서 지자기 역산의 결과기술에서 제외되었다(Table 2). 반면에 OSM8-1과 OSM8-2의 GFR은 각각 2.2와 3.5로 신뢰성의 기준치인 1.8보다 높다. OSM8-1과 OSM8-2의 북각이 모두 -41.2°

Table 2. Magnetic parameters calculated by semi-norm minimization inversion.

Seamount	Location		Paleopole		GFR	Inclination I_m (+Down)	Declination D_m (+East)	Paleo-latitude $90^\circ - \theta$ (°S)	Uniform magnetic intensity (A/m)	Nonuniform magnetic intensity (A/m)
	Latitude λ_s (°N)	Longitude Φ_s (°E)	Latitude λ_p (°N)	Longitude Φ_p (°E)						
OSM7	16.92	152.05	-81.4	170.4	1.0	-17.0	177.3	8.7	0.002	0.1349
OSM8-1	17.45	152.65	48.9	-24.7	2.2	-41.2	-1.9	23.6	3.6	0.8
OSM8-2	17.45	153.20	48.5	-18.3	3.5	-41.2	-6.2	23.6	4.0	1.0

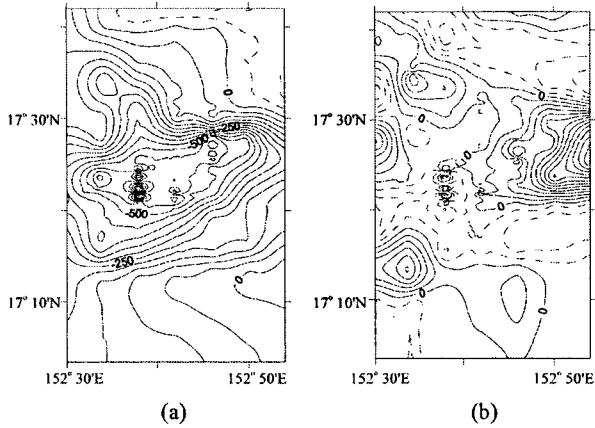


Fig. 4. (a) Calculated magnetic anomalies and (b) residual magnetic anomalies of OSM8-1. Contours are shown at 50-nT interval. Dashed contours indicate positive anomalies.

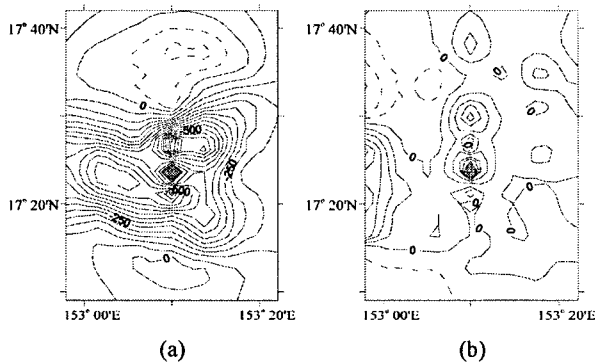


Fig. 5. (a) Calculated magnetic anomalies and (b) residual magnetic anomalies of OSM8-2. Contours are shown at 50-nT interval. Dashed contours indicate positive anomalies.

로 두 값이 같고, 편각도 -1.9° 와 -6.2° 로 그 차이가 크지 않다(Table 2). 자기 역산을 통해 구한 자기 변수들을 이용하여 계산 이상치 분포 및 잔여 이상치 분포를 도시하였다(Figs. 4 and 5). OSM8-1과 OSM8-2의 계산 이상치는 해저산의 중앙에서 음의 최대값을 가지고, 남북쪽에서 작은 양의 최대값을 갖는다(Fig. 4). OSM8-1의 계산 이상치의 범위는 $-900\sim 110$ nT이고(Fig. 4a), 잔여 이상치의 범위는 $-640\sim 460$ nT이며, 사면을 따라 길게 발달된 FRZ들은 잔여 이상치 분포와 일치한다(Fig. 4b). OSM8-2의 계산 이상치의 범위는 $-810\sim 140$ nT이고(Fig. 5a), 잔여 이상치의 범위는 $-410\sim 160$ nT이다(Fig. 5b).

OSM8-1과 OSM8-2의 복각으로부터 계산된 생성 당시의 위도인 고위도는 23.6° S이며(Table 2), 이것은 두 해저산이 생성된 이래로 북쪽으로 약 41° 를 이동해 왔음을 지

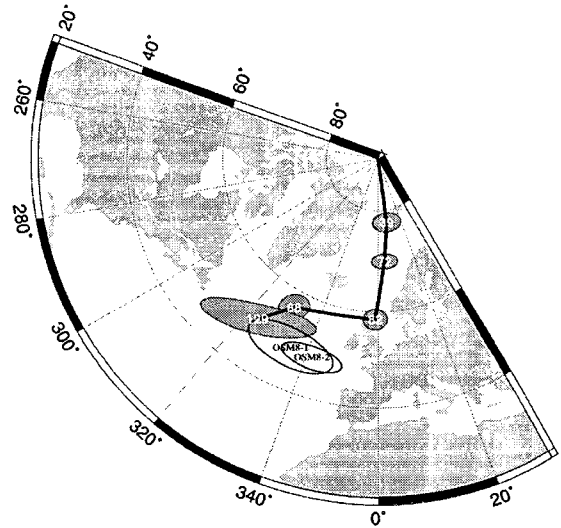


Fig. 6. Apparent polar wander path (APWP) of the Pacific plate and seamount paleopoles determined from this study. Shaded circles with numbers are poles from the Pacific APWP with 95% confidence and solid circles are the mean paleopole positions of seamounts with 95% confidence. APWP between 39 and 88 Ma are from Sager and Pringle (1988) and that of 129 Ma is from Tarduno and Sager (1995).

시한다. Fig. 6은 OSM8-1과 OSM8-2의 고지자기 극의 위치를 Sager and Pringle(1988), Tarduno and Sager(1995)가 제시한 태평양판의 겉보기 극 이동경로(apparent polar wander path, APWP)와 비교한 것이다. 두 해저산은 태평양판의 APWP 중 129~88 Ma에 속하고 129 Ma에 가깝게 분포한다.

5. 토 론

해저산의 높이가 높을수록 불안정한 사면을 따라 관입이나 분출에 의해 FRZ들이 생성되어 해저산의 형태가 단순한 원뿔형에서 복잡한 형태로 진화한다고 알려졌다(Mitchell 2001). 해저산이 사면을 따라 발생하는 관입이나 분출에 의해 불가사리 형태로 진화할 경우 해저산의 자화도 또한 불균질하게 변화한다. OSM8-1의 경우에는 FRZ들이 발달하여 해저산의 형태가 원뿔형에서 불가사리 형태로 진화하였고, 이들 FRZ의 위치는 소규모 잔여 이상치의 위치와 일치한다(Fig. 4b). OSM7의 규모는 OSM8-1에 비해 매우 크지만, 사면을 따라 FRZ들이 발달되어 있지 않고 정상부가 잘려 평탄화된 원뿔형에 가깝다. OSM7은 FRZ가 발달되지 않고 지형이 복잡하지 않아 상대적으로 균질한 자화도를 보일 것으로 예상되었지만, 다른 해저

산들에 비해 매우 불균질한 자화도를 보인다(Table 2 and Fig. 3). 특히, 상대적으로 복잡한 자기 이상치 분포가 해저산의 중심에 집중되어 나타나지만, 이와 관련성 있는 지형적 특징을 보이지 않는다(Figs. 2 and 3). OSM7 해저산 기저부의 직경은 약 80~100 km이고, 정상부의 직경은 약 55 km이며, 해저산의 높이는 약 4 km이므로 다른 해저산에 비해 매우 큰 정상부와 급경사는 사면보다 중앙으로 마그마의 관입이 용이하게 작용했을 것으로 추정되고, 하부의 마그마의 부력이 약하여 지표까지 분출하지 못하고 관입한 상태로 남아있을 가능성이 크다.

본 연구에서 구한 자기 변수들을 OFZ 내에 위치하는 주변의 다른 해저산들의 자기 변수들(Lee et al. 2003)과 비교하면, OSM8-1과 OSM8-2는 OFZ 내부에 존재하는 다른 해저산 OSM2와 OSM4에 비해 낮은 자화강도를 보이고, 균질 자화강도 대 비균질 자화강도의 비는 높다. OSM8-1은 사면을 따라 FRZ이 발달하여 있지만, 균질하게 자화되었다. 이로부터 사면을 따라 발달한 암맥 관입(dike intrusion)이나 마그마 분출의 자화강도가 해저산 전체의 자화강도를 비균질화시킬 정도로 강하지 못했을 것으로 추정된다.

OSM8-1과 OSM8-2의 편각과 복각이 유사하고 고지자기 극 및 고위도의 위치가 유사하다는 결과(Table 2)는 두 해저산이 유사한 지역에서 유사한 시기에 생성되었음을 시사한다. OSM8-1과 OSM8-2의 자기 변수로부터 추정된 북쪽으로의 이동거리와 고지자기 위치로부터 추정된 연령이 일관성을 보이고 있으며 두 해저산이 백악기 말 이전에 생성되었을 가능성이 크다. 이들의 고지자기 극의 위치가 태평양 판의 APWP 중 129~88 Ma의 범위에 속하고 이 중 129 Ma에 가깝게 분포한다(Fig. 6). 현재의 OSM8-1과 OSM8-2 해저산 위치와 계산된 고위도를 비교해 볼 때, Sager and Pringle(1988)이 제시한 백악기 말 이래로 태평양 판이 현재까지 북쪽으로 이동한 거리인 약 32°보다 먼 41°를 생성위치로부터 북쪽으로 이동하였다. 고지자기 연령추정법에 의해서는 해저산 연령의 범위만을 추정할 수 있으므로, 더욱 정확한 연령을 추정하기 위해서는 연구지역 해저산들에서 획득된 풍화를 덜 받은 신선한 암석 샘플로부터 직접적인 동위원소 연령 측정이 이루어져야 할 것이다.

연구지역 해저산들의 고지자기 연령분포와 남동쪽 OFZ 주변에 위치하는 해저산들의 고지자기 연령분포(Sager 1992; Lee et al. 2003)를 비교하면, 대체로 연구지역의 해저산들이 남동쪽의 해저산들에 비해 생성된 지 오래되었다. 129~88 Ma 범위에 속하는 OSM4를 제외한 해저산들은 대부분 88~72 Ma에 포함된다. 백악기 초부터 태평양 지판이 북서쪽으로 이동하였고(Duncan and Clague 1985), 해저산들의 고위도가 서태평양 해저산들의 생성 위치로 추정되는 열점(hotspot)들이 집중되어 있는 남태평양

프랑스령 폴리네시아(French Polynesia)의 위도와 대체로 일치한다는 점으로 보아 해저산들이 그 열점들과 유사한 위치에서 생성되었고 오래된 해저산일수록 북서쪽으로 더 많은 거리를 이동했을 가능성이 있다.

6. 결 론

연구지역의 해저산들로부터 획득한 자기 이상치 분석결과 다음의 세 가지 결론을 도출하였다.

첫째, 반노름 최소화 역산방법을 통해 복각, 편각, 자화강도를 구한 결과, OSM8-1과 OSM8-2의 GFR은 기준 GFR보다 높은 값을 보였고, OSM7은 매우 낮은 GFR을 보였다. OSM8-1과 OSM8-2에는 사면을 따라 관입이나 분출에 의해 발달된 FRZ이 존재하지만, 이러한 FRZ들이 두 해저산의 자화도에 큰 영향을 미치지 못했다. 반면, OSM7은 사면을 따라 FRZ이 발달하지 않았음에도 불구하고 매우 불균질하게 자화되었다. 자기 이상분포에서 볼 때 OSM7의 중심부가 불균질하게 자화되었는데, 이는 마그마의 부력이 약하여 분출되지 못하고 중심부에 관입의 형태로 남아있기 때문이라고 추정된다.

둘째, 역산을 통해 구한 OSM8-1과 OSM8-2의 고지자기 극의 위치가 유사한 것은 두 해저산이 비슷한 시기에 생성되었다는 것을 지시한다. 또한, 두 해저산의 고위도가 유사한 것은 두 해저산이 비슷한 위도에서 생성되었다는 것을 지시한다. 고지자기 극을 태평양판의 APWP와 비교하여 연령을 추정하면, 두 해저산의 연령은 129~88 Ma 사이에 있으나 129 Ma에 가깝다.

셋째, 해저산 OSM8-1과 OSM8-2의 현재 위도와 계산된 고위도로 볼 때, 생성된 이래로 북쪽으로 약 41°를 이동한 것으로 추정된다. 이 이동거리는 Sager and Pringle (1988)이 제시한 백악기 말부터 태평양 판의 이동 거리인 약 32°보다 큰 것이다.

사 사

자료를 획득하기 위해 도와주신 연구원들 및 온누리호 승조원 여러분께 감사드립니다. 그리고, 본 논문을 심사해 주시고, 좋은 의견으로 도움을 주신 박찬홍 박사님과 진영근 박사님께 진심으로 감사를 드립니다. 이 연구는 2003년도 해양수산부에서 지원한 '남서태평양 망간각 탐사 및 개발사업'의 지원을 받아 수행되었습니다.

참고문헌

- Abrams, L.J., R.L. Larson, T.H. Shiple, and Y. Lancelot. 1992. The seismic stratigraphy and sedimentary history

- of the East Mariana and Pigafetta basins of the western Pacific. p. 551-569. In: *Pro. ODP Sci. Results*. ed. by R.L. Larson, Y. Lancelot, A. Fisher, and E.L. Winterers. College Station.
- Atwater, T. 1989. Plate tectonic history of the Northeast Pacific and western North America. p. 21-72. In: *The eastern Pacific Ocean and Hawaii, the geology of North America*. ed. by E.L. Winterer, D.M. Hussong, and R.W. Deckers. Geological Society of America, Boulder.
- Cox, A. and R.G. Gordon. 1984. Paleolatitudes determined from paleomagnetic data from vertical cores. *Rev. Geophys.*, 22, 47-72.
- Duncan, R.A. and D.A. Clague. 1985. Pacific plate motion recorded by linear volcanic chain. p. 89-121. In: *The Ocean Basin and Margins*. ed. by A.E.M. Naim, F.G. Stehli, and S. Uyedas. Plenum, New York.
- Francheteau, J., G.G.A. Harrison, J.G. Sclater, and M.L. Richards. 1970. Magnetization of Pacific Seamounts: A preliminary polar curve for the northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 75, 2035-2061.
- Harrison, C.G.A., R.D. Jarrard, V. Vacquier, and R.L. Larson. 1975. Paleomagnetism of Cretaceous Pacific seamounts. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 42, 859-882.
- Koppers, A.A.P., H. HStaudigel, J.R. Wijbrans, and M.S. Pringle. 1998. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 53-68.
- Lee, T.G., S.M. Lee, J.W. Moon, and K. Lee. 2003. Paleomagnetic investigation of seamounts in the vicinity of Ogasawara Fracture Zone northwest of the Marshall Islands, western Pacific. *Earth Planets Space*, 55, 355-360.
- Menard, H.W. 1984. Darwin reprise. *J. Geophys. Res.*, 89, 9960-9968.
- Mitchell, N.C. 2001. Transition from circular to stellate forms of submarine volcanoes. *J. Geophys. Res.*, 106, 1987-2003.
- Nakanishi, M., K. Tamaki, and K. Kobayashi. 1989. Mesozoic magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history of the northwestern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 94, 15437-15462.
- Nakanishi, M., K. Tamaki, and K. Kobayashi. 1992. Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean. *Geophys. J. Int.*, 109, 701-719.
- Parker, R.L., L. Shure, and J.A. Hilderbrand. 1987. The application of inverse theory to seamount magnetism. *Rev. Geophys.*, 25, 17-40.
- Plouff, D. 1976. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain correction. *Geophysics*, 41, 727-741.
- Richards, M.L., V. Vacquier, and G.D.V. Voorhis. 1967. Calculation of the magnetization of uplifts from combining topographic and magnetic surveys. *Geophysics*, 32, 678-707.
- Sager, W.W. 1983. Seamount Paleomagnetism and Pacific Plate Tectonics. Ph.D. Thesis, Univ. Hawaii. 472 p.
- Sager, W.W. and M.S. Pringle. 1988. Mid-Cretaceous to Early Tertiary Apparent Polar Wander Path of the Pacific plate. *J. Geophys. Res.*, 93, 11753-11771.
- Sager, W.W. 1992. Seamount age estimates from Paleomagnetism and their implications for the history of volcanism on the Pacific plate. p. 21-37. In: *Geology and offshore mineral resources of the central Pacific basin, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*. ed. by B.H. Keating and B.R. Boltens. Springer-Verlag, New York.
- Smoot, N.C. 1983. Guyots of the Dutton ridge at the Bonon/Mariana trench juncture as shown by multi-beam surveys. *J. Geol.*, 91, 211-220.
- Smoot, N.C. 1989. The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleo-fracture indicators and their relation to the Dutton Ridge. *Mar. Geol.*, 88, 117-131.
- Talwani, M. 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 30, 797-817.
- Tarduno, J.A. and W.W. Sager. 1995. Polar Standstill of the Mid-Cretaceous Pacific Plate and Its Geodynamic Implications. *Science*, 269, 956-959.

Received Jul. 21, 2004
Accepted Dec. 6, 2004