

Article

서태평양에 위치한 해저산들의 3-D flexure 모델링: 무한지판 모델

이태국^{1*} · 문재운¹ · 지삼범¹ · 박정기¹ · 이기화²

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

Three-dimensional Flexure Modeling by Seamount Loading
in the Western Pacific: Infinite Plate ModelTae-Gook Lee^{1*}, Jai-Woon Moon¹, Sang-Bum Chi¹, Cheong-Kee Park¹, 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 : The bathymetric and gravity data were obtained in 2001 and 2003 during a survey of seamounts in the northwest of the Marshall Islands, western Pacific. The study areas are located in the Pigafetta Basin which is the oldest part of the Pacific plate and in the Ogasawara Fracture Zone which formed from the spreading ridge between the Izanagi and Pacific plates in the Jurassic. The densities of seamounts and the elastic thickness values of the lithosphere are calculated by using three-dimensional flexure modeling considering the constant sediment layer in the infinite plate model. Very low elastic thickness values (5 km), relatively young seamounts, and old lithosphere in the east study area suggest the possibility of the rejuvenation of lithosphere by widespread volcanisms, whereas the elastic thickness values (15 km), relatively old seamounts, and young lithosphere of the west study area are suitable for a simple cooling plate model of 300-600°C isotherm. The gravity residuals of OSM6-1 and OSM6-2 suggest the possibility of different load density or elastic thickness. Relatively older OSM6-2 formed on the younger lithosphere with relatively thin elastic thickness, while younger OSM6-1 on the older lithosphere with relatively thick elastic thickness.

Key words : 오가사와라 균열대(Ogasawara Fracture Zone), 3-D 휨 모델링(three-dimensional flexure modeling), 무한지판 모델(infinite plate model), 탄성두께(elastic thickness), 지판의 재가열(rejuvenation of lithosphere)

1. 서 론

중·서태평양의 대표적인 특징 중 하나는 해저산이 다량 분포한다는 것이다. 태평양에는 섬을 포함한 해저산이

8000개 이상 분포하고, 이들 중 대부분은 중·서태평양에 밀집되어 있다(Wessel and Kroenke 1997). 태평양의 해저산들은 대부분 중앙해령으로부터 생성되거나 지판내 화산활동에 의해 생성되었고, 이 해저산들은 규모 및 형태 등에 있어서 큰 차이를 보인다. 이 중, 지판내 화산활동에 관한 두 가지 가설이 제기되었다. 즉, Henderson과 Gordon

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

(1981)에 의해 제시된 Superswell 가설과 Menard(1984)에 의해 제시된 Darwin Rise 가설이다. 첫번째 가설은 지판이 열점(hotspot)을 지날 때 열점화산활동(hotspot volcanism)에 의해 해저산들이 지판의 이동을 따라 시간적 연속성을 가지고 생성된다는 가설로 현재의 남동태평양의 French Polynesia에서 형성되는 화산활동이 대표적이다. 두번째 가설은 과거 한 두 차례의 광범위한 화산활동에 의해 해저산들이 생성되었다는 가설로 유사한 연령을 가진 해저산들이 특징이다. 현재의 중·서태평양에 위치한 해저산들이 백악기(Cretaceous)와 에오세(Eocene)의 연령을 보이는 것으로부터 Schlanger 등(1981)과 Rea와 Vallier(1983)는 Darwin Rise 가설을 뒷받침한다. 중·서태평양의 해저산들은 생성될 당시에 화산활동에 의해 정상부가 해수면 근처로 상승하여 침식에 의해 정상부가 평탄한 기요형태로 된 후, 지판의 냉각으로 현재의 수심까지 침강하였다고 알려져 있다(Hamilton 1953, 1956; Lincoln et al. 1993).

해양지각은 지구조적 힘이나 해저산의 하중에 반응하여, 지각평형에 따라 연약권 상부에 놓인 얇은 탄성 지판처럼 휘어진다. 이러한 지판의 휨(flexure)을 연구하면 지각의 탄성 두께를 알 수 있다. 특히, 2-D 휨 연구로부터 해양지각의 탄성 두께는 지각의 연령이 높아질수록 증가하고, 이로부터 지판의 냉각에 의해 영향을 크게 받는다고 알려져 있다(Caldwell and Turcotte 1979; Watts et al. 1980). 각 지역마다의 탄성두께를 비교함으로써 그 지역의 강성률(rigidity)을 알 수 있고, 하부 지각구조의 해석이 가능하다. 예를 들면, Watts 등(1980)은 태평양에 분포하는 다량의 해저화산들의 탄성 두께를 결정함으로써 그 화산이 상대적으로 젊은 연령을 지닌 해령, 즉 확장대 근처에서 형성되었는지 오래된 지판, 즉 열점 등에서 형성되었는지를 파악할 수 있다고 제안하였다.

서태평양 마셜제도(Marshall Islands) 북서쪽의 해저산들에 대해 2001년과 2003년에 걸쳐 망간각 탐사의 일환으로 연구조사선인 온누리호를 이용하여 지구물리 탐사를

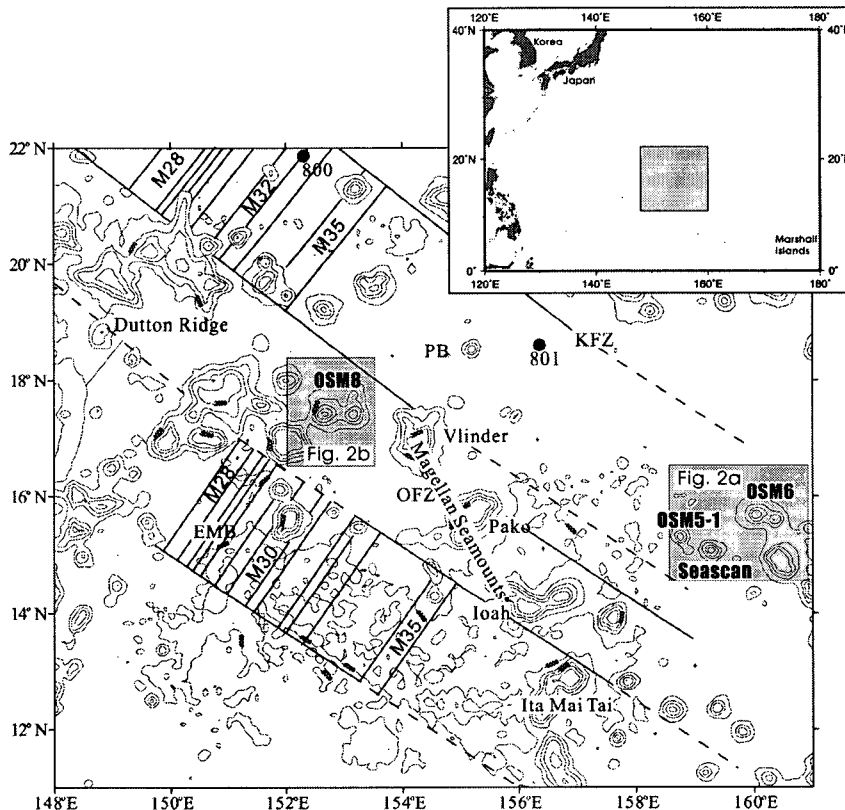


Fig. 1. Study area near the Ogasawara Fracture Zone (OFZ) in the western Pacific. Detailed bathymetry of seamounts is shown in Fig. 2. The magnetic anomaly lineations are based on the Jurassic geomagnetic reversals for the oceanic basement (M28 = 158-159 Ma; M32 = 161-162 Ma; M35 = 164 Ma). KFZ denotes Kashima Fracture Zone. Fracture zones are based on the geomagnetic reversal patterns and seismic profiling (Abrams et al. 1992; Nakanishi et al. 1992). Numbers with solid circles indicates DSDP and ODP Sites. EMB and PB are East Mariana Basin and Pigafetta Basin.

실시하였다. 현재 서태평양은 원양성 퇴적층과 저탁암 등 퇴적층이 상당히 두껍고 폭넓게 발달해 있다(Abrams *et al.* 1992). 중력 모델링을 할 때, 이러한 퇴적층을 무시하면 결과에 상당한 오차를 일으킬 수 있다. 따라서, 연구지역 주변에서 이전에 획득한 탄성과 자료로부터 일정한 두께의 퇴적층을 고려한 지판의 3-D 휨 모델링을 통해 가장 적합한 탄성 두께와 해저산의 밀도를 구하고자 한다.

2. 지역개관

연구지역은 쥐라기 시대에 이자나기(Izanagi) - 태평양(Pacific) 지판경계에 위치했던 확장대에 의해 생성된 오가사와라 균열대(Ogasawara Fracture Zone, OFZ) 주변에 위치한다(Fig. 1). 주변의 탄성과 자료 및 자기 이상대로부터 OFZ는 북서-남동방향으로 약 600 km의 우수향 이동(right-lateral movement)을 보이고, 이에 수직인 방향으로 약 150 km의 폭을 갖는다고 알려졌다(Nakanishi *et al.* 1989, 1992; Abrams *et al.* 1992). 또한, OFZ 내부에 마젤란 해저산군(Magellan Seamounts)과 더튼 해령(Dutton Ridge) 등 많은 해저산들을 포함한다는 점에서 다른 균열대와 차이를 보인다(Smoot 1983, 1989; Koppers *et al.* 1998). OFZ의 북서쪽은 마리아나 해구(Mariana Trench)에서 필리핀 해판(Philippine Sea Plate) 밑으로 섭입하고, 남동쪽은 자료의 부족으로 연장성이 불분명하다. OFZ를 기준으로 북동쪽은 피가페타 분지(Pigafetta Basin, PB)가 존재하고, 남서쪽은 동 마리아나 분지(East Mariana Basin, EMB)가 존재한다. 자기 이상대(magnetic anomaly lineations) 분포로부터 PB에 위치하는 연구지역이 태평양에서 가장 오래된 지판인 쥐라기 지자기 평온 지대

(Jurassic Magnetic Quiet Zone, JQZ)의 일부임이 밝혀졌다(Nakanishi *et al.* 1989, 1992). Abrams 등(1992)은 EMB, OFZ, PB를 가로지르는 탄성과자료로부터 OFZ의 지각이 주변분지의 지각보다 더 깊이 존재한다고 주장하였다.

연구지역의 해저산은 대부분 이전에 연구가 되지 않았고, 공식적인 이름도 주어지지 않아 본 조사팀이 OSM5-1, OSM5-2, OSM6, OSM8로 명명하였다(Fig. 2). OSM6은 OSM6-1과 OSM6-2로, OSM8은 OSM8-1과 OSM8-2로 이루어져 있다. 이 중, OSM5-2는 이전에 연구된 Seascan 해저산과 일치한다. OSM5-1을 제외한 연구지역의 해저산들은 정상부가 평탄한 기요에 속한다. Lee 등(2003)과 한국해양연구원(2004)은 고지자기연구로부터 OSM8-1과 OSM8-2의 고지자기 극이 129 Ma에 가깝게 분포하고, OSM5-1, Seascan, OSM6-1, OSM6-2의 고지자기 극이 88-72 Ma 극에 가깝게 위치한다고 제시하였다. 연구지역 해저산의 최고정상부 수심은 1085~1320 m이고, 이 중 OSM6-1의 최고정상부 수심이 가장 얕고, OSM8-1이 가장 깊다. 기저부의 수심은 5300~5500 m로 큰 차이를 보이지 않는다(Table 1). 해저산의 높이는 OSM8-1이 약 3980 m로 가장 낮고, Seascan이 4350 m로 가장 높다. 평탄한 정상부의 넓이는 70 km²(OSM6-2)에서부터 295 km²(OSM8-1)까지 다양하다. 해저산의 경사도는 7.7°~12.7°이고, Seascan이 가장 급한 경사면을 보인다.

3. 연구방법

조사선 내에 설치된 다중빔 음향측심기인 SeaBeam 2000 시스템과 선상중력계를 이용하여 수심 및 중력을 측정하였다. SeaBeam 2000의 해저면 도달범위를 고려하여

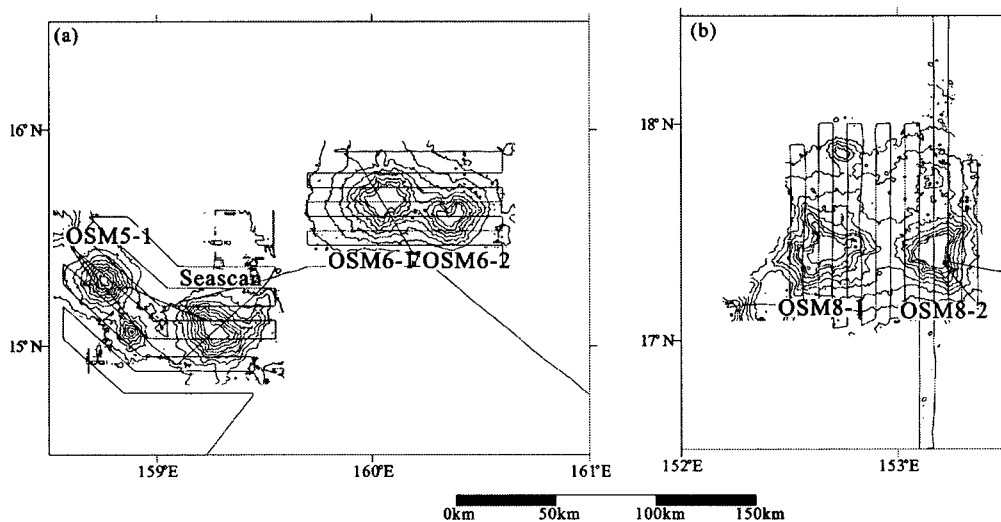


Fig. 2. Bathymetry of (a) east study area and (b) west study area. Ship track lines are indicated by thin solid lines. Bathymetry contours are shown at 200-m interval.

Table 1. Summary of seamount morphology in the study area.

	Location		Depth			Height (m)	Flat summit surface area (km ²)	Diameter of base		Average slope gradient
	Longitude (E)	Latitude (N)	Crest (m)	Base (m)	Flat summit margin depth (m)			Major Axis (km)	Minor Axis (km)	
OSM5-1	158°45'	15°20'	1,205	5,500	-	4,295	-	40	35	11.5°
Seascan	159°15'	15°05'	1,150	5,500	1,300	4,350	80	55	45	12.7°
OSM6-1	160°05'	15°40'	1,085	5,300	1,400	4,215	155	55	45	7.7°
OSM6-2	160°20'	15°35'	1,225	5,300	1,400	4,075	70	40	45	9.2°
OSM8-1	152°40'	17°25'	1,320	5,300	1,600	3,980	295	75	55	8.7°
OSM8-2	153°10'	17°25'	1,190	5,300	1,450	4,110	190	60	50	9.2°

조사측선 간격은 7 km로 설정하였고, DGPS를 이용하여 정확한 조사선의 위치를 획득하였다. OSM5-1과 Seascan에서 총 18측선(1180 km), OSM6에서 총 9측선(880 km), OSM8에서 총 16측선(1650 km)의 해저지형 자료 및 중력 자료를 획득하였다. 획득된 해상중력자료는 괌(Guam) 중력기점에 연결시켜 절대이상치로 전이하였으며, 계기·조석보정, 위도보정, 대기보정, Eotvos 보정 등을 통해 후리-에어 중력이상치를 구하였다.

3-D 휨 모델링(Flexure modeling)

무점성의 유체위에 놓인 얇은 탄성지판의 휨 변수 w 를 조절하는 편미분 방정식은 다음 식과 같이 쓸 수 있다 (Timoshenko and Woinowsky-Krieger 1959; Stewart and Watts 1997):

$$(\rho_l - \rho_w)gh = D\nabla\nabla w + 2\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial}{\partial x}\nabla w + \nabla D\nabla w - (1 - \nu)\left[\frac{\partial^2 D}{\partial x^2}\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} - 2\frac{\partial^2 D}{\partial x\partial y}\frac{\partial^2 w}{\partial x\partial y} + \frac{\partial^2 D}{\partial y^2}\frac{\partial^2 w}{\partial x^2}\right] + (\rho_m - \rho_i)gw \quad (1)$$

여기서 ∇ 는 $\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)$, h 는 x, y 방향에 따라 변하는

해저산의 높이이다. ν 는 포이송 비(Poisson's ratio)이고, 다른 변수들은 Table 2에 정리되어 있다. D 는 영률과 탄성 두께에 따라 변하는 강성률이고, 다음 식과 같이 쓴다.

$$D = \frac{ETe^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (2)$$

여기서 Te 는 탄성 두께를, E 는 영률을 의미한다. 식 (1)을 풀어쓰면 다음 식과 같다.

Table 2. Parameters used in the flexural and gravity modelings.

Parameter	Definition	Numerical value
G	Gravity constant	$6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}$
ρ_w	Water density	1030 kg/m^3
ρ_l	Load density	Variable in modeling ($2300\text{-}2900 \text{ kg/m}^3$)
ρ_i	Infill density	=Load density
ρ_m	Mantle density	3330 kg/m^3
ρ_c	Crust density	2900 kg/m^3
ρ_{sed}	Sediment density	2000 kg/m^3
g	Gravitational acceleration	9.81 m/s^2
E	Young's modulus	$1 \times 10^{11} \text{ Nm}$
Te	Elastic thickness	Variable in modeling ($0\text{-}50 \text{ km}$)
D	Flexural rigidity	$=ETe^3/\{12(1 - \nu^2)\}$

$$(\rho_l - \rho_w)gh = D\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + D\frac{\partial^4 w}{\partial y^4} + 2D\frac{\partial^4 w}{\partial x^2\partial y^2} + 2\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial^3 w}{\partial x^3} + \frac{\partial^2 D}{\partial x^2}\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + 2\frac{\partial D}{\partial y}\frac{\partial^3 w}{\partial y^3} + \frac{\partial^2 D}{\partial y^2}\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \nu\frac{\partial^2 D}{\partial y^2}\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \nu\frac{\partial^2 D}{\partial x^2}\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + 2\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial^3 w}{\partial x\partial y^2} + 2\frac{\partial D}{\partial y}\frac{\partial^3 w}{\partial x^2\partial y} + 2(1 - \nu)\frac{\partial^2 D}{\partial x\partial y}\frac{\partial^2 w}{\partial x\partial y} + (\rho_m - \rho_i)gw \quad (3)$$

이 식에서 D 와 w 가 x 에만 의존한다면, 단순 2-D 모델 방정식이 된다.

$$D\frac{d^4 w}{dx^4} + (\rho_m - \rho_i)gw = (\rho_l - \rho_w)gw \quad (4)$$

단순한 3-D 모델 방정식의 해를 위해 해저산이 무한히

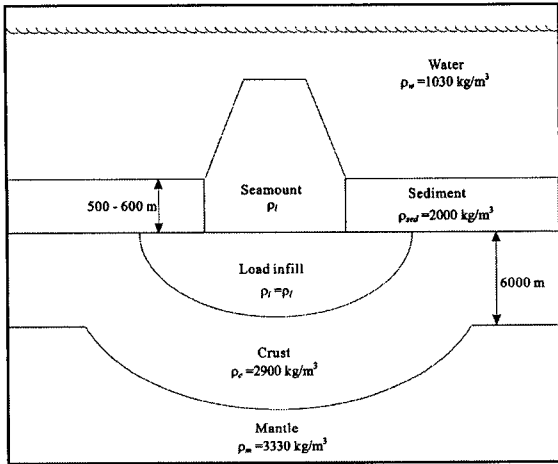


Fig. 3. Cross-section of 3-D model for the flexure and gravity modelings. Flexure modeling considers the deflection of only seamount load. Sediment layer is considered in only the calculation of gravity anomaly modeling.

연장된 지판위에 놓여 있다고 가정하여 무한대에서는 휨과 휨 모멘트(bending moment)가 0이라는 경계조건이 주어졌다. 식 (3)의 해를 유한차 미분법을 이용하여 구하였고, 3-D 편미분방정식의 행렬이 매우 커지므로 반복법인 SOR 법을 이용하여 오차가 임계치까지 수렴할 때까지 반복하여 해를 구하였다.

휨 모델링을 수행하기 전에 행렬의 크기 및 수행시간을 고려하여 격자 간격을 5 km로 정하였다. 해저산의 높이는 지표면에 노출된 부분의 높이에 퇴적층에 의해 가려진 부분의 높이를 합하였다. 퇴적층의 두께는 연구지역 주변에서 행해진 ODP Site 801의 코어 샘플(Larson et al. 1992)

및 이전의 탄성과 자료(Wedgeworth and Kellogg 1987; Abrams et al. 1992)를 고려하여 OFZ 내에서는 600 m, PB에서는 500 m로 가정하였다. 휨 모델링에서는 퇴적층의 하중에 의한 지판의 휘어짐은 제외되었고, 중력 모델링에서 밀도차이를 계산할 때에만 고려되었다. 휨 모델링에서는 맨틀의 밀도를 3330 kg/m³, 해수의 밀도를 1030 kg/m³으로 가정하였다(Fig. 3). 해저산의 하중에 의해 휘어진 지판을 채우는 퇴적층은 해저산으로부터 기원했을 것으로 가정하여 이 퇴적층의 밀도는 해저산의 밀도와 같다고 가정하였다. 해저산의 밀도를 2300 kg/m³에서 2900 kg/m³까지 100 kg/m³씩 증가시키고, 탄성 두께는 0 km에서 50 km까지 5 km씩 증가시키며 식 (3)으로부터 지판의 휘어짐 정도를 계산하였다.

본 연구에 분포하는 해저산들 중 OSM5-1, Seascan, OSM6은 해저산의 규모가 작거나 OFZ으로부터 멀리 떨어져 있어서 무한 지판 모델을 적용시키는데 무리가 없을 것으로 판단되었다. 이와는 달리, OSM8은 OFZ 내부에 위치하기 때문에 무한 지판 모델을 적용시키기에 무리가 있을 것으로 생각되지만, 중력을 획득한 측선이 해저산을 벗어나지 못했기 때문에, OFZ 경계부근에 존재하는 이상체의 영향이 해저산의 영향보다 매우 작을 것으로 예상되어 무한지판모델을 적용하였다.

중력 모델링

계산된 탄성 두께와 해저산의 밀도는 중력 모델링을 통해 검증받을 수 있다. 즉, 해저산 및 지하구조로부터 3-D 중력 모델링을 실시하여 중력 이상치를 계산하고, 이를 관측된 이상치와 비교하여 가장 오차가 적은 모델을 가장 적합한 모델로 간주 할 수 있다. 해저산을 포함한 층의 3-D 구조는 5 km×5 km의 평행육면체들로 근접시켰다. 중

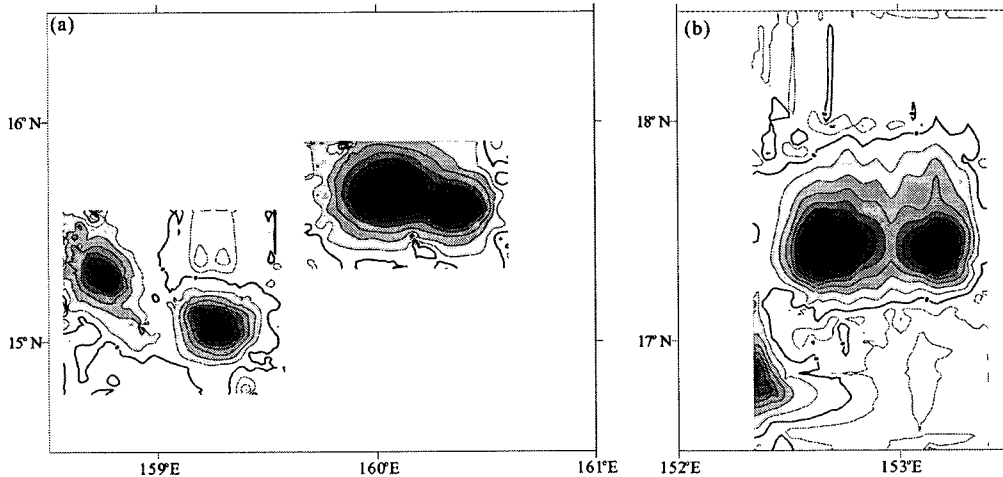


Fig. 4. Observed gravity anomalies of (a) east study area and (b) west study area. The shaded contours are positive residual anomalies. The contours are at 20-mgal interval.

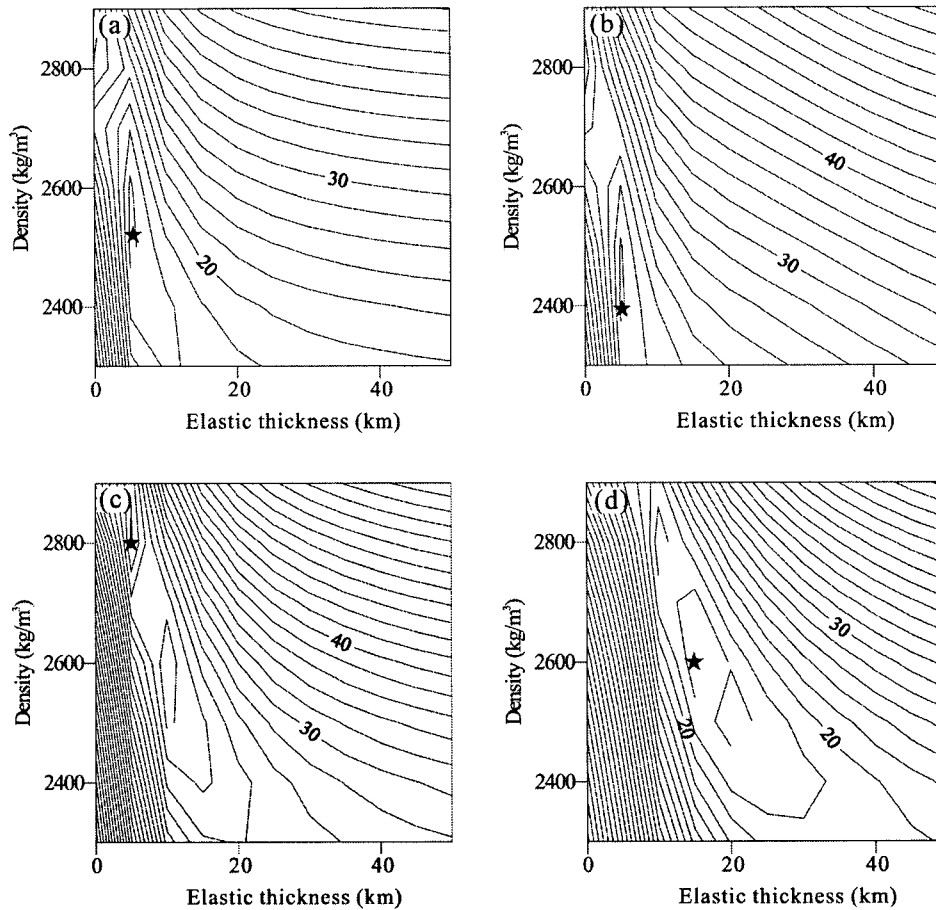


Fig. 5. Contour maps of rms misfit between observed and calculated gravity anomalies gridded against the elastic thickness values and densities of (a) OSM5-1, (b) Seascan, (c) OSM6, and (d) OSM8 in the infinite plate model.

력 이상치는 (1) 노출된 해저산과 해수의 밀도차, (2) 퇴적층으로 덮인 해저산과 퇴적층의 밀도차, (3) 지판의 휘어진 부분을 채우는 infill과 지각의 밀도차, (4) 지판의 휘어진 부분을 채우는 지각과 맨틀의 밀도차로부터 계산하였다. 지각의 밀도는 2900 kg/m^3 으로, 퇴적층의 밀도는 PB에서 행해진 DSDP Site 800과 801에서 획득된 퇴적층의 평균밀도인 2000 kg/m^3 으로 가정하였다(Larson et al. 1992). 나머지 층의 밀도는 휩 모델링에서 제시된 것과 동일하다.

4. 결 과

관측된 중력이상치는 지형의 변화를 잘 반영하고 있다(Figs. 2 and 4). 연구지역의 관측이상치는 -60 mgal 에서 300 mgal 의 넓은 범위를 갖고(Fig. 4), 분지에서의 이상치는 불규칙의 영향으로 기복있는 변화를 나타낸다. 중력 모델링의 결과는 Fig. 5에 도시되어 있다. OSM5-1은 탄성 두께가 5 km 이고, 해저산의 밀도가 2500 kg/m^3 일 때 rms

오차가 13.3 mgal 로 가장 작아 적합한 모델이 된다(Fig. 5). OSM5-1 해저산의 잔여이상치는 -35 mgal 에서 30 mgal 의 범위를 이루며, 북서쪽 경사면에 양의 잔여이상치가 존재하고 동쪽과 남쪽 분지에 음의 잔여이상치가 존재한다(Fig. 6). Seascan 해저산의 경우 탄성 두께가 5 km 이고, 해저산의 밀도가 2400 kg/m^3 일 때 가장 적합한 모델이 되고, 이때 rms 오차는 15.6 mgal 이 된다(Fig. 5). 이때, 잔여이상치는 -45 mgal 에서 25 mgal 로 OSM5-1의 범위와 유사하고, 중심부에서 북동쪽 경사면으로 연결되는 부분에 양의 잔여이상치가 존재한다(Fig. 6).

OSM6-1과 OSM6-2는 지형상 서로 연결되어 있기 때문에 분리하지 않은 상태에서 중력 모델링을 실시하였다. 탄성 두께가 5 km 이고, 해저산의 밀도는 2800 kg/m^3 일 때 가장 작은 rms 오차(15.6 mgal)를 보이는 적합한 모델이 된다(Fig. 5). OSM6-1에서 양의 잔여이상치가, OSM6-2에서 음의 잔여이상치가 우세하게 나타난다(Fig. 6). 이는 OSM6-1과 OSM6-2 각각의 밀도나 탄성 두께가 다르기 때문일 것으로 추정된다.

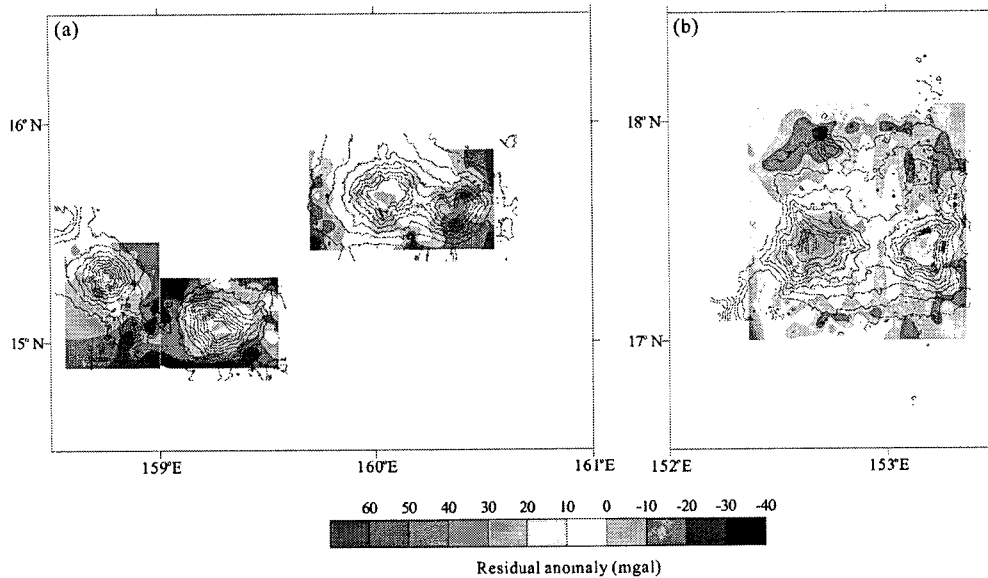


Fig. 6. Residual gravity anomalies of study area in the infinite plate model. The contours are at 10-mgal interval. Bathymetry contours are shown at 500-m interval.

OSM8-1과 OSM8-2도 또한 OSM6처럼 지형상 서로 연결되어 있어서 분리하지 않고 중력 모델링을 실시하였다. 탄성 두께가 15 km이고 해저산의 밀도가 2600 kg/m^3 인 모델이 OSM8에 가장 적합하고, 이때 rms 오차는 14.3 mgal이다(Fig. 5). 잔여이상치의 범위는 -35 mgal 에서 65 mgal 로 다른 해저산의 것보다 넓고, OSM6에서와 마찬가지로 OSM8-1에서 음의 이상치가, OSM8-2에서 양의 이상치가 우세하게 나타난다(Fig. 6).

5. 토 론

연구지역 해저산 중 동위원소 연대측정법에 의해 직접적으로 연대를 측정된 해저산은 아직 없으며, 대부분 고지자기 방법을 이용하여 연령이 추정되었다. Lee 등(2003)과 한국해양연구원(2004)은 지자기 역산을 이용하여 구한 고지자기 극을 Sager와 Pringle(1988)이 체계화한 태평양 지판의 겹보기 극 이동경로(Apparent Polar Wander Path, APWP)와 비교함으로써 연구지역 해저산들의 연령을 추정하였다. 그들에 따르면, 서쪽에 위치한 OSM8-1과 OSM8-2의 연령은 129 Ma에 가깝고, OSM6-1과 OSM6-2의 연령은 88 Ma에서 82 Ma 사이에 놓인다. Seascan은 82 Ma에 가까운 반면, OSM5-1의 연령은 88~72 Ma로 범위가 가장 넓다. 서쪽 연구지역의 해저산들이 대체로 동쪽 연구지역의 해저산들보다 오래 전에 생성되었지만, 위치에 따른 일관된 연령의 변화를 보이지는 않는다. OSM5-1, Seascan, OSM6이 분포하는 지판은 태평양에서 가장 오래된 지판으로 JQZ에 속한다. 자기 이상대의 분포로부

터 이 지역의 지각의 연령은 164 Ma 이상이고, ODP Site 801에서의 코어 샘플 연령 측정으로부터 167 Ma라는 결과를 얻었다(Pringle 1992; Nakanishi *et al.* 1989). 이로부터 OSM5-1, Seascan, OSM6이 생성될 당시 해저산 하부 지판의 연령은 80~90 Ma였다고 추정된다. 계산된 탄성 두께는 지판침강모델에 도시하였을 때 매우 낮은 값이다(Fig. 7)(Parsons and Sclater 1977). 그러나, 많은 연구자들은 북서태평양 지판의 탄성 두께연구로부터 15 km 이하의 결과를 얻었다(Smith *et al.* 1989; Smith 1990; Wolfe and McNutt 1991; Bergersen 1995). Watts 등(1980)에 따르면 매우 낮은 탄성 두께는 젊은 지판에서 생성되었을 가능성이 크지만, 연구지역의 경우에는 잘 일치하지 않는다. Smith 등(1989)은 이러한 결과로부터 지판이 재가열되어 탄성 두께가 얇아졌을 가능성을 제시하였다. 태평양의 해저산들에 대한 많은 연구들로부터 백악기에 중·서태평양에서 한두차례의 광범위한 화산활동들이 있었음이 밝혀졌다(e.g. Matthews *et al.* 1974; Winterer 1976a, b; Rea and Vallier 1983; Larson 1991). Menard(1984)는 계산된 지판의 침강깊이보다 중·서태평양 지판의 침강깊이가 낮아 수십의 차이를 보이는 것으로부터 'Darwin rise' 가설을 제안하였다. 상대적으로 얇은 수심과 얇은 탄성두께는 과거 한두차례의 거대한 맨틀 융승작용에 의해 이 지역에서 광범위한 화산활동이 일어나 해저산들이 생성되었고 지판 또한 재가열(rejuvenation)에 의해 상승하였다가 침강하였다는 것을 의미한다.

주변 지판의 자기 이상대 분포로부터 OFZ이 ~164-148 Ma에 형성되었을 것으로 추정된다(Nakanishi *et al.* 1989,

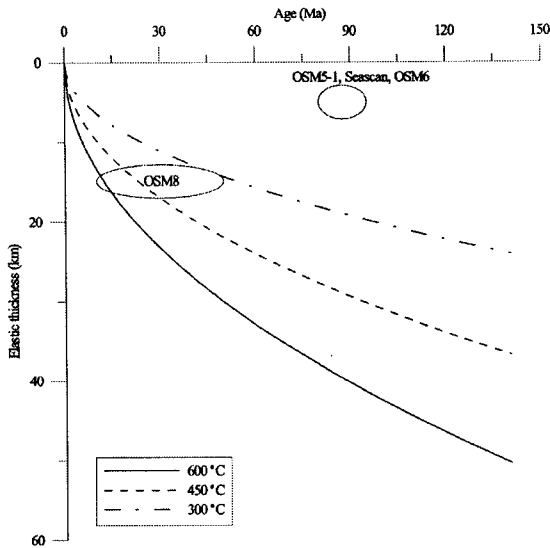


Fig. 7. Elastic thickness of the lithosphere beneath seamounts and the age of the lithosphere at the time of seamount loading. Ellipse is the uncertainty inferred from the calculated elastic thickness and the ages of seamounts and lithosphere. Solid curves of 300°C, 450°C, and 600°C isotherm show cooling plate model with a mantle temperature of 1333°C and thermal diffusivity of $7.5 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (after Parsons and Sclater 1977).

1992). OFZ 내부지각 중 OSM8의 하부에 존재하는 지각의 정확한 연령을 파악하지는 못하지만, JQZ의 지각보다는 낮은 연령을 가지고 있다고 추정된다. OSM8의 하부지각의 탄성두께는 15 km로 동쪽의 연구지역에 비해 상대적으로 두껍다. 북서태평양의 해저산들에 대한 연구로부터 Wolfe와 McNutt(1991)은 지판의 재가열뿐만 아니라 해저산이 생성될 당시 하부지판의 연령이 40 Ma 이하일 때 낮은 탄성 두께를 갖는다고 주장하였다. OFZ 내부 지각과 OSM8의 연령으로부터, OSM8이 생성될 당시의 하부지판의 연령은 40 Ma 보다 적을 것으로 추정된다. 또한, 해저산이 생성될 당시의 지판의 연령분포와 탄성 두께를 도시하였을 때, 300~600°C 등온선을 지닌 단순지판 냉각모델의 범위에 포함된다(Fig. 7). 이로부터 OSM8은 태평양에서 일어난 광범위한 화산활동의 범위인 Darwin Rise의 영향에서 벗어났을 것으로 생각된다.

OSM6의 잔여중력이상분포로부터 OSM6-1은 큰 양의 잔여이상치가 고루 나타나고, OSM6-2는 음의 이상분포가 우세하게 나타난다. OSM8-1과 OSM8-2의 잔여이상분포도 이와 유사하다. 휨 모델링에서 중력이상분포에 크게 영향을 주는 요소로는 해저산의 밀도, 해저산의 규모와 휘어진 지판을 채우는 층의 밀도 등이 있다(Harris and Chapman 1994). 해저산의 밀도는 해수 및 퇴적층의 밀도

보다 매우 크므로 매우 강한 양의 이상치를 야기시키고, 지판의 휘어진 부분을 채우는 층의 밀도는 주변 지각의 밀도보다 작으므로 음의 이상치를 야기시킨다. 이로부터 큰 양의 잔여이상치를 보이는 OSM6-1의 밀도가 예상치보다 작을 것으로 예상된다. 또한, 지각은 시간이 흐를수록 지판이 냉각되어 탄성두께가 두꺼워지므로, 상대적으로 더 오래된 OSM6-2는 작은 탄성두께를 지닌 지각에서 생성되었고, 상대적으로 더 젊은 OSM6-1은 큰 탄성두께를 지닌 지각에서 생성되었을 것으로 예상된다. OSM6-1과 OSM6-2의 지자기 연령과 정상부 수심의 차이가 이와 일치한다. 즉, 두 해저산의 고지자기 연령추정으로부터 볼 때, OSM6-1은 82 Ma 극에, OSM6-2은 88 Ma 극에 가깝게 분포한다(Lee et al. 2003). OSM6-2의 정상부의 최저 수심은 1320 m이고, OSM6-2의 최저 수심은 1190 m로 큰 차이를 보인다. 오래된 해저산은 냉각되는 지판을 따라 젊은 해저산보다 깊이 침강하기 때문에 해저산의 수심으로부터 OSM6-2가 OSM6-1보다 오래되었을 것으로 추정할 수 있다. 위의 두 가능성으로부터 OSM6-1과 OSM6-2가 유사한 위치에서 유사한 시기에 생성되지 않았을 가능성이 제시된다. OSM8-1과 OSM8-2의 잔여이상도 이와 유사한 원인에 의한 것으로 생각된다.

서태평양의 해저산들은 백악기에 남동태평양 French Polynesia의 열점에서 생성되어 현재의 위치로 이동하는 동안 적도 고생산대(equatorial high productivity zone)를 거쳐 퇴적층이 발달되었다. Abrams 등(1992)은 탄성과 단면과 ODP 코어 자료로부터 저탁압 및 원양성 퇴적층이 PB, OFZ, EMB에 걸쳐 광범위하게 퍼져있다고 해석하였다. 그러므로, 이러한 퇴적층은 중력 모델링에서 무시할 수 없는 요인이 된다. Ramillien과 Wright(2002)는 30 km의 반경과 2 km의 높이를 갖고 최대 140~160 mgal의 중력이상치를 보이는 단순 해저산 주변에 1 km의 퇴적층이 존재한다고 할 때, 50 mgal의 중력 이상이 감소하고, 퇴적층의 밀도가 증가하면서 중력이상치가 지수형태로 감소한다고 주장하였다. 본 연구에서는 퇴적층에 의해 덮인 해저산 OSM6 하부의 밀도차에 의해 최대 18 mgal, 최소 5 mgal의 중력이상 차이를 보인다. 이는 퇴적층이 중력 모델링에 다소 영향을 끼치므로 해저산을 포함한 주변 분지에서 탄성과 자료를 획득·분석함으로써 보정할 필요가 있다. 또한, 균열대의 경계를 고려한 반무한 지판모델 및 서로 다른 탄성 두께를 지닌 지판모델 등도 고려되어야 할 것이다.

6. 결 론

본 연구에서는 휨 모델링을 이용하여 무한 지판 위에 놓인 해저산의 밀도 및 하부지각의 탄성 두께를 계산하였

다. 연구지역의 동쪽에 위치하는 해저산 OSM5-1, Seascan, OSM6은 낮은 탄성 두께(5 km), 오래된 지판, 신기적 특성을 갖으며 지판이 재가열되었을 가능성이 있다. 이와는 달리, OSM8은 15 km의 탄성 두께, 상대적으로 젊은 지판, 고기적 특징에 의해 300~600°C 등온선을 지닌 단순 지판 냉각모델에 적합한 분포를 갖는다. 이는 OSM8의 하부지판이 태평양의 광범위한 화산활동 범위인 Darwin Rise의 영향범위에서 벗어나 있음을 추정할 수 있다. OSM6의 잔여이상치는 OSM6-1과 OSM6-2의 밀도나 탄성 두께가 다르다는 것을 시사한다. 두 해저산의 추정된 연령과 정상부의 깊이가 이를 뒷받침하며, 밀도가 높은 OSM6-2가 먼저 상대적으로 얇은 탄성 두께를 지닌 지판에서 생성되었고, 이후에 밀도가 낮은 OSM6-1이 두꺼운 탄성 두께를 지닌 지판에서 생성되었음을 의미한다. OSM8-1과 OSM8-2의 잔여이상분포의 원인도 이와 유사할 것으로 생각된다. 서태평양의 지판은 생성된 지 매우 오래되었고 두꺼운 퇴적층이 광범위하게 분포하기 때문에 휨 및 중력 모델링에서 이를 고려하여야 한다.

사 사

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

참고문헌

- 한국해양연구원. 2004. 남서태평양 망간각 탐사 및 개발.
- Abrams, L.J., R.L. Larson, T.H. Shiply, 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: *Proc. ODP Sci. Results*. ed. by R.L. Larson, Y. Lancelot, A. Fisher, and E.L. Winterer. Texas A&M Univ., College Station.
- Bergersen, D.D. 1995. Physiography and architecture of Marshall Islands guyots drilled during Leg 144: Geophysical constraints on platform development. p. 561-583. In: *Proc. ODP, Sci. Results*. ed. by J.A. Haggerty, I. Premoli Silva, F. Rack, and M. McNutt. Texas A&M Univ., College Station.
- Caldwell, J.G. and D.L. Turcotte. 1979. Dependence of the thickness of the elastic oceanic lithosphere on age. *J. Geophys. Res.*, 84, 7572-7576.
- Cronan, D.S. and D.S. Fimm. 2000. Handbook of Marine Mineral Deposits, CRC Press, N.Y.
- Hamilton, E.L. 1953. Upper Cretaceous, Tertiary, and Recent planktonic foraminifera from mid-Pacific flat-topped seamounts. *J. Paleontol.*, 27, 204-237.
- Hamilton, E.L. 1956. Sunken Islands of the Mid-Pacific Mountains. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 64, 97.
- Harris, R.N. and D.S. Chapman. 1994. A comparison of mechanical thickness estimates from trough and seamount loading in the southeastern Gulf of Alaska. *J. Geophys. Res.*, 99, 9297-9317.
- Henderson, L.J. and R.G. Gordon. 1981. Oceanic plateaus and the motion of the Pacific plate with respect to the hotspots (abstract). *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*, 62, 1028.
- Koppers, A.A.P., H. Staudigel, 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.
- Larson, R.L. 1991. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19, 547-550.
- Larson, R.L. and Y. Lancelot *et al.* 1992. *Proc. ODP, Sci. Results*, 144. Texas A&M Univ., College Station.
- 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.
- Lincoln, J.M., M.S. Pringle, and I.P. Silva. 1993. Early and Late Cretaceous Volcanism and Reef-Building in the Marshall Islands. p. 279-305. In: *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism*. ed. by M.S. Pringle, W.W. Sager, W.V. Sliter, and S. Stein. AGU, Washington DC.
- Matthews, J.L., B.C. Heezen, R. Catalano, A. Coogan, M. Tharp, J. Natland, and M. Rawson. 1974. Cretaceous drowning of reefs on mid-Pacific and Japanese Guyots. *Science*, 184, 462-464.
- Menard, H.W. 1984. Darwin reprise. *J. Geophys. Res.*, 89, 9960-9968.
- 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.
- Parsons, B. and J.G. Sclater. 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J.*

- Geophys. Res.*, 82, 803-827.
- Pringle, M.S. 1992. Radiometric ages of basaltic basement recovered at Sites 800, 801, and 802, Leg 129, western Pacific Ocean. p. 389-404. In: *Proc. ODP Sci. Res.* ed. by R.L. Larson and Y. Lancelot *et al.* Texas A&M Univ., College Station.
- Ramillien, G. and I.C. Wright. 2002. Seamount gravity anomaly modelling with variable thick sediment cover. *Mar. Geophys. Res.*, 23, 13-23.
- Rea, D.K. and T.L. Vallier. 1983. Two Cretaceous volcanic episodes in the western Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1430-1437.
- 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.
- Schlanger, S.O., H.C. Jenkyns, and I. Premoli-Silva. 1981. Volcanism and vertical tectonics in the Pacific basin related to global Cretaceous transgressions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, 435-449.
- Smith, W.H.F. 1990. Geophysics of Ratak Guyot (Marshall Islands): implications for the history of the South Pacific isotopic and thermal anomaly. *EOS*, 71, 1667.
- Smith, W.H.F., H. Staudigel, A.B. Watts, and M.S. Pringle. 1989. The Magellan Seamounts: Early Cretaceous record of the south Pacific isotopic and thermal anomaly. *J. Geophys. Res.*, 94, 10501-10523.
- 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.
- Stewart, J. and A.B. Watts. 1997. Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 102, 5327-5352.
- Timoshenko, S.P. and Woinowsky-Krieger. 1959. *Theory of Plates and Shells.* McGraw-Hill, N.Y.
- Watts, A.B., J.H. Bodine, and N.M. Ribe. 1980. Observations of flexure and the geological evolution of the Pacific Ocean basin. *Nature*, 283, 532-537.
- Wedgworth, B. and J. Kellogg. 1987. A 3-D gravity-tectonic study of Ita Mai Tai guyot: An uncompensated seamount in the East Mariana Basin. p. 73-84. In: *Seamounts, Islands, and Atolls.* ed. by B.H. Keating, P. Freyer, R. Batiza, and G.W. Boehlert. AGU, Washington DC.
- Wessel, P. and L.W. Kroenke. 1997. A geometric technique for relocating hotspots and refining absolute plate motions. *Nature*, 387, 365-369.
- Winterer, E.L. 1976a. Bathymetry and regional tectonic setting of the Line Islands Chain, *Init. Repts. DSDP*, 33, 731-748.
- Winterer, E.L. 1976b. Anomalies in the tectonic evolution of the Pacific. p. 731-748. In: *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margins.* ed. by G.H. Sutton, M.H. Manhnani, and R. Moberly. AGU, Washington DC.
- Wolfe, C.J. and M.K. McNutt. 1991. Compensation of cretaceous seamounts of the Darwin Rise, Northwest Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, 2363-2374.

Received Sep. 9, 2004

Accepted Dec. 29, 2004