

중력 및 자력자료 분석에 의한 울릉분지 북동부 독도 및 주변 해산들의 형성 연구

김창환^{1*} · 박찬홍¹ · 고영탁¹ · 정의영¹ · 곽준영² · 유상훈³ · 민경덕²

¹한국해양연구원, ²연세대학교 지구시스템과학과, ³석유공사

The Study of Formation for Dokdo Seamounts at the Northeastern Part of the Ulleung Basin Using Gravity and Magnetic Data

Chang Hwan Kim^{1*}, Chan Hong Park¹, Young Tak Ko¹, Eui Young Jung¹,
Jun Young Kwak², Sang Hoon Yoo³ and Kyung Duck Min²

¹Korea Ocean Research and Development Institute

²Department of Earth System Sciences, Yonsei University

³Korea National Oil Corporation

Loading time and loading environment of the Dokdo seamounts were studied from flexure model and VGP(Virtual Geomagnetic Pole) determined by gravity and magnetic data. In spite of their similarity in size, a large difference about 50 mGal between gravity anomaly peaks of Dokdo and the Isabu Tablemount suggests different compensation degrees. Flexural modeling results show that the flexural rigidity(effective elastic thickness) of lithosphere for Dokdo is stronger(thicker) than that for the Isabu Tablemount. Also, it implies that the age of lithosphere at the time of loading of the Isabu Tablemount may be younger than that of Dokdo. Magnetic anomalies occur complicated over the Dokdo seamounts. Paleomagnetism was studied from VGP estimated by the least square and the seminorm magnetization methods with 1500 m upward continued magnetic anomalies. Age dating of Dokdo from previous study, flexural modeling, VGP, and geomagnetic polarity time scale suggest that after the cease of spreading in the Ulleung Basin, the Isabu Tablemount was formed first in normal polarity interval and followed by Dokdo. Also, they indicate that the first large eruption of Dokdo was in normal polarity interval and the second large eruption in reversed polarity interval. The Simheungtaek Tablemount was formed in normal polarity interval between the formations of the Isabu Tablemount and Dokdo. These loading times for the Dokdo seamounts show a good coherence with the compressive stress period after the end of the opening of the East Sea. The Dokdo seamounts probably was caused by volcanism associated with the compressive stress.

Key words : Dokdo seamounts, Flexure model, VGP(Virtual Geomagnetic Pole), Normal polarity, Reversed polarity

중력자료 및 자력자료를 이용하여 독도해산들의 지각평형 탄성판모델 및 VGP(Virtual Geomagnetic Pole)를 분석하여 해산들의 형성시기와 형성환경을 연구하였다. 후리에어중력이상은 독도와 이사부해산 최고치 사이에 약 50 mGal의 차이를 보이는데 이 두 화산체는 규모면에서 비슷하지만 후리에어중력이상에서 차이가 나는 것은 보상 정도의 차이에 기인한다. 탄성판모델의 적용 결과는 해산 하부 지각의 강도(탄성두께)가 이사부해산에서 독도로 갈수록 강해짐(두꺼워짐)을 시사한다. 즉, 이사부해산이 생성될 당시의 해산 하부 지각의 연령이 가장 젊었고 독도가 생성될 때 하부 지각이 가장 오래되었다는 것을 나타낸다. 자기이상은 독도해산들을 중심으로 복잡하게 나타난다. 고지자기 특성을 연구하기 위하여 자기이상을 1500 m 상향연속한 후 최소자승자화법 및 반쯤자화법을 함께 이용하여 각 독도해산들의 VGP를 구하였다. 기존 독도암석의 연대측정, 탄성판 모델 및 VGP 결과를 지자기 연대표와 비교하여 보면 울릉분지의 열개 종료 후에 이사부해산이 정자기극 시대에 가장 먼저 생성되었고 독도는 가장 후기에 생성 되었으며 정자기극 시대에 첫 번째 대규모 분출이 있었고 그 후 역자기극 시대에 두 번째 대규모의 분출로 인하여 이루어졌을 것으로 생각된다. 심홍택 해산은 독도와 이사부해산의 생성시기 사이의 정자기극 시대에 형성되었을 것으로 사료된다. 이 해산들의 생성 시기는 동해 생성 후 압축응력이 작용하던 시기와 일치하며 이 압축력 시기의 화산활동에 의해 해산들이 생성되었을 가능성이 높은 것으로 판단된다.

주요어 : 독도해산들, 탄성판모델, VGP(Virtual Geomagnetic Pole), 정자기극, 역자기극

*Corresponding author: kimch@kordi.re.kr

1. 서 론

동해는 한국, 일본, 그리고 러시아로 둘러싸여 있고 울릉분지, 일본분지, 그리고 야마토분지를 포함한다. 이들 분지는 해령(ridge)과 해저대지들로 경계·분리되면서 각각 독립적으로 발달해 있다(Jolivet *et al.*, 1991). 동해의 생성기원은 학자들마다 다소 차이를 보이지만 동해 열림의 시작 시기는 초기 마이오세이고 종료시기는 15 Ma에서 12 Ma정도이며 동해의 서남부에 위치한 울릉분지는 동해의 생성기 중 말기에 생성되었을 것으로 추정하고 있다(Itoh, 2001; Lee *et al.*, 1999; Tatsumi *et al.*, 1989).

울릉분지를 포함한 동해의 분지들은 후열도분지(back-arc basin)이며 울릉분지와 야마토분지는 해양지각이라는 견해와 대륙지각이라는 견해가 서로 논의되고 있다(Jolivet *et al.*, 1991; Kim *et al.*, 1994; Park, 1998). 해저면 지진계, 중력·자력 및 탄성과 결과들에서 울릉분지의 하부지각이 spreading center를 가진 두꺼운 해양지각일 가능성이 높다고 주장되고 있다(Kim *et al.*, 1994; Park, 1998; Lee *et al.*, 1999).

연구지역인 울릉분지 북동쪽 독도 주변 해역은 해수면 위의 작은 섬들과 해저에 큰 화산체로 구성된 독도와 해수면 아래 큰 규모의 해산 두 개(심흥택해산, 이사부해산)가 위치하고 있다(Song *et al.*, 2000). 수면 위 독도 암석들의 화학조성은 울릉도의 화산암류조성과 비슷하며 전암 화학조성을 갖는 알칼리 현무암, 조면 현무암, 조면 안산암 및 조면암으로 구성되어있다(Sohn and Park, 1994; Won and Lee, 1984). 초기의 연구들은 울릉도와 독도 등 해수면 위의 암체에 집중되어 있었으나 점차 해양조사를 통하여 얻은 해저자료와 기존 육지자료를 통합하여 포괄적인 해석이 가능하게 되었다(Kim *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2002; Song *et al.*, 2000). 그러나 수면아래의 해산들은 수면위의 암체보다 접근성이 어려운 관계로 이 해산들에 관한 연구가 덜 이루어진 상태이다. 이와 같은 해수면 아래의 하와이 해산들 및 라인섬 해산들 등 대양의 해저 화산체들에 관한 연구를 위하여 중력자료 및 자력자료를 이용한 간접적인 방법이 광범위하게 사용되어져 왔다(Sager and Keating, 1984; Watts, 2001).

중력자료를 이용한 지각 평형보상 모델은 많은 가설들에 따라 방법도 여러 가지이다. Kellog(1985)는 Mid-Pacific 해산들중 Sio Guyot에 대하여 탄성판 모델보다는 광역 보상 모델을 적용하는 것이 더 타당하다고 주장하였다. Kim *et al.*(2000), Kim(2000),

Kang(2000)은 독도해산들에 대하여 광역 보상 모델을 적용하여 이 독도해산들의 지각평형 보상이 광역적으로 이루어졌을 가능성을 지지하였다. 또한 많은 연구자들은 탄성판 모델을 이용하여 지각판 위의 해산과 같은 하중에 의한 지각평형보상 및 지각의 연령과의 관계를 연구하였다(McNutt *et al.*, 1997; Stewart and Watts, 1997; Watts, 1978, 2001; Watts *et al.*, 1980)

본 연구에 이용된 탄성판 모델은 대양의 해양지각에 생성된 해산들에 대하여 많이 적용되어 왔다. 일본분지 및 야마토분지의 해산들에 대한 연구는 야마토해산들에 대한 연대측정(Kaneoka *et al.*, 1990) 정도만 이루어졌을뿐 아직 활발하지 진행되지 못하였고 울릉분지의 지각에 대한 성인이 명확하지 않다. 그러나 독도해산들이 위치한 울릉분지의 하부지각은 후열도 분지에 생성된 해양지각일 가능성이 높기 제기되므로 대양의 해양지각에서 많이 사용되는 탄성판 모델을 독도해산들에 적용하여 보고 이를 통하여 그 가능성 및 독도해산들의 선후 관계를 분석하였다.

해산의 간접적인 고지자기법은 그 해산의 형태와 관측된 자기이상을 가지고 해산을 이루는 암석들의 자화강도와 평균방향을 측정하는 것이다. 이렇게 얻어진 결과를 가지고 해산이 생성될 당시의 지자기극으로 부터의 방위와 거리를 결정할 수 있다. 이러한 방법은 고지자기 시료를 채취하기 어려운 해양에서 지구조 연구의 중요한 방법으로 사용된다(Sager and Keating, 1984).

본 연구의 목적은 연구지역의 중력자료 및 자력자료를 이용하여 독도해산들의 지각평형 탄성판 모델링과 VGP(Virtual Geomagnetic Pole)를 분석하고 해산들의 형성시기, 형성환경 및 울릉분지의 진화와의 연관성을 연구하는 것이다.

2. 자 료

본 연구에서는 한국해양연구원(99, '00), 국립해양조사원(97)과 한국지질자원연구원(97)이 선상중력계, 선상자력계와 다중빔 음향측심기로 측정한 연구지역 중력자료, 자력자료 및 수심자료 등의 지구물리자료를 통합 처리하여 사용하였다. 자료들을 통합함에 있어 어려운 점은 다른 시기와 다른 조사장비에 의해 자료가 수집되었다는 것이다. 그로인해 축선의 교차점에서 자력값 및 중력값의 오차를 일으키는 편차가 존재한다. 이 어려움을 극복하기 위하여 중력값은 GRS80(Geodetic Reference System 1980) 모델로, 그리고 자력값은 국제 표준지자기장 1995(International Geomagnetic Reference Field

1995: IGRF 1995)모델로 통일하여 계산하였다(Barton, 1997; Moritz, 1992). 그리고 축선의 교차점에서 이상치를 비교하여 그 차이값을 선형적으로 편차 조정하였다(Sager *et al.*, 2005).

3. 연구 방법

3.1. 탄성판 모델(flexure model)

후리에어중력이상은 지각위에 하중(load)의 규모와 지각의 탄성강도에 민감하고 중력어드미턴스(gravitational admittance)는 푸리에 변환에서 주파수영역의 지형과 중력의 관계를 나타낸다(Watts, 2001).

$$Z(k) = \frac{\text{output}}{\text{input}} = \frac{\Delta g(k)}{H(k)} \quad (1)$$

$Z(k)$ 는 중력어드미턴스이고 $\Delta g(k)$ 와 $H(k)$ 는 각각 중력과 지형의 푸리에 변환이다. 이 중력어드미턴스와 지형자료를 이용하여 중력값을 계산하고 이를 분석하여 지각평형의 보상정도를 유추할 수 있다.

$$\Delta g(k) = Z(k) \cdot H(k) \quad (2)$$

탄성판 모델의 중력어드미턴스는 다음과 같다.

$$Z(k)_{flex} = 2\pi G(\rho_c - \rho_w)e^{-kd} (1 - \Phi'_e(k)e^{-kt}) \quad (3)$$

$$\Phi'_e(k) = \left[\frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_c)g} + 1 \right]^{-1}$$

여기서 G 는 중력상수, ρ_c 는 지각의 밀도, ρ_w 는 해수의 밀도, d 는 평균수심, t 는 평균지각의 두께, D 는 휨강성(flexural rigidity) 그리고 ρ_m 는 맨틀의 밀도이다.

암석권의 휨강성(D)과 유효탄성두께(T_e) 사이의 관계는 다음과 같이 표현된다(Forsyth, 1985).

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (4)$$

E 는 Young's modulus, ν 는 Poisson's ratio이다.

계산된 모델에서는 지각, 하중(load)과 보상되는 채움(infill)의 밀도는 같고 지각은 균일한 밀도를 가진다고 가정한다(Ito and Taira, 2000; Watts, 2001). 여기서 해수의 밀도는 1.03 g/cm^3 , 지각의 밀도는 해양지각의 평균 밀도인 2.9 g/cm^3 , 맨틀의 밀도는 3.3 g/cm^3 를 사용하였다.

탄성판 모델을 독도해산들에 적용하여 탄성판 모델로부터 구한 중력 계산치와 관측치를 비교하고 상관계수(correlation coefficient)와 rms(root mean square) 잔

여치를 구하였다. 이를 분석하여 유효탄성두께와 독도해산들의 지각평형보상을 논의하고 이 결과와 다른 지역해산들의 경우를 비교하여 독도해산들의 선후 관계를 분석하였다.

3.2. VGP 모델(Virtual Geomagnetic Pole model)

본 연구에서는 다음과 같이 최소자승자화법과 반쯤자화법, 두가지 방법을 사용하여 지자기극을 유추하였다.

3.2.1. 최소자승자화법(Least square magnetization)

최소자승자화법은 균질한 자화가 근원체를 통해 이루어졌다고 가정하고 rms(root mean square) 잔여치를 최소화시키는 방법이다. 이 방법은 Plouff(1976)가 한 단계 발전시켜 polygon으로 근사된 위, 아래면과 각주를 가지며 유한 두께를 가진 layer를 유도하였다.

자기이상의 성분은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} X &= JxV_1 + JyV_2 + JzV_3 \\ Y &= JxV_2 + JyV_4 + JzV_5 \\ Z &= JxV_3 + JyV_5 + JzV_6 \end{aligned} \quad (5)$$

여기서, X, Y, Z 는 X, Y, Z 축에 대한 상대적인 이상체의 자기장의 성분이고 Jx, Jy, Jz 는 세축방향에 대한 자화강도의 성분이다. $V_1 \sim 6$ 는 이상체에 대한 체적분이다.

$$\begin{aligned} J_x &= KHl + J_r L \\ J_y &= KHm + J_r M \\ J_z &= KHn + J_r N \end{aligned} \quad (6)$$

여기서, K 는 magnetic volume susceptibility, H 는 지구자기장의 크기, J_r 는 잔류자화의 강도이다. l, m, n 은 지구 자기장의 방향코사인이다.

$$\begin{aligned} l &= \cos I_e \cos D_e \\ m &= \cos I_e \sin D_e \\ n &= \sin I_e \end{aligned}$$

이때, I_e 는 지구 자기장의 복각, D_e 는 지구 자기장의 편각이다.

L, M, N 은 잔류자화의 방향코사인이다.

$$\begin{aligned} L &= \cos I_r \cos D_r \\ M &= \cos I_r \sin D_r \\ N &= \sin I_r \end{aligned}$$

여기서, I_r 은 잔류자화의 복각, D_r 은 잔류자화의 편각이다.

Plouff 방법은 가장 단순한 자화 모델을 표현하기 때

문에 모든 프리즘에 대하여 같은 균질한 자화를 갖는다고 가정하기 위해 선형최소자승(linear least square) 역산법을 사용한다. 순차모델링 시 미지의 잔류자화의 방향과 잔류, 유도성분의 상대적인 크기가 가정되어야 하는데 이 때 역산법이 사용된다(Han, 1993).

3.2.2. 반쯤 자화법(Seminorm magnetization)

Parker *et al.*(1987)가 제안한 이 모델은 해산에 균질하지 않은 자화가 존재한다고 가정하였다. 이 방법은 자기이상의 잔여치가 최소로 되는 최대 균질 자화와 최소 불균질 자화의 해를 찾는 방법이며 해산의 고지자기극을 결정함에 있어 큰 불균질 자화의 존재를 가정하는것은 적당하지 않다. 예를 들어 똑같은 크기의 정자기극과 역자기극은 정확한 고지자기극을 제공하지 못할 것이기 때문이다.

Parker *et al.*(1987)는 최소 불균질 놈(minimum non-uniform norm: seminorm)과 최소 오차의 해를 다음과 같이 표현하였다.

$$M = \sum_{n=1}^3 \beta_n X_n + \sum_{j=1}^N \alpha_j G_j \quad (7)$$

여기서 M 은 자화모델이고, 첫 번째 항은 균질 자화 부분, 두 번째 항은 모델의 불균질 부분이다. 균질 부분은 단위벡터 X_n 의 선형조합으로 이루어지며 불균질 부분은 그린함수 G_j 의 선형조합으로 이루어진다. 관측치와 모델의 오차가 최소가 되며, 불균질 부분의 놈을 최소로 하기 위한 반쯤 상수는 다음과 같이 주어진다(Shure, 1983).

$$\begin{aligned} \beta_0 &= (A^T \Gamma^{-1} A)^{-1} A^T \Gamma^{-1} d \\ \alpha_0 &= \Gamma^{-1} (d - A \beta_0) \end{aligned} \quad (8)$$

여기서 $A_{jn} = (G_j, X_n)$ 는 그린 매트릭스(Green matrix), $\Gamma_{jk} = (G_j, G_k)$ 는 그람매트릭스(Gram matrix)이다.

고지자기극의 위치는 가우시안 분포를 확률밀도함수로 가지는 불규칙 벡터와 관계가 있다고 가정된다.

$$f(p) = \frac{\exp[-1/2(p-p_0)^T Q^{-1}(p-p_0)]}{[(2\pi)^3 \det Q]^{1/2}} \quad (9)$$

여기서 Q 는 고지자기극에 대한 공분산 매트릭스(covariance matrix)이다.

Paker *et al.*(1987)는 이 수식을 고지자기극 위치의 신뢰구간을 찾는 수학적 방법으로 사용하였다. 신뢰구간의 근사치는 간단한 방법으로 구할 수 있으며 고지자기극의 2차원 투영은 가우시안 분포를 따른다. 확률함수 95%를 포함하는 투영반경은 다음과 같다.

$$r^{95} = \sqrt{\frac{\log(0.05)}{\pi f(p)_{\max}}} \quad (10)$$

여기서 $f(p)_{\max}$ 는 극위치에서의 확률이다. 타원형 신뢰구간에 대하여 제곱 반경 r^{95} 는 타원체의 장축과 단축을 따라 극 위치의 표준편차들의 곱에 비례한다. 공분산 매트릭스의 고유치(eigenvalue)는 극 위치의 분산을 다음과 같이 나타낸다.

$$\begin{aligned} \lambda_1 &= \sigma_1^2 \\ \lambda_2 &= \sigma_2^2 \end{aligned} \quad (11)$$

그리고 이 값들의 조합으로 신뢰구간의 장축과 단축을 구할수 있다.

$$\begin{aligned} \alpha_1 &= r^{95} \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{1/4} \\ \alpha_2 &= r^{95} \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)^{1/4} \end{aligned} \quad (12)$$

이 과정을 통해 구해진 신뢰 구간은 타원형을 이룬다. 해산의 자기이상이 경도방향으로 완만하고 위도방향으로 급한 구배를 가지기 때문에 타원체의 장축은 전형적으로 경도방향과 유사하다.

3.2.3. 자력모델링 검증

모델 검증의 기본적인 방법은 잔여치, 즉 측정값과 계산된 값사이의 차이(residual anomaly: 관측치-계산치)를 비교하는 것이다. 이 잔류이상치가 무시될정도로 작은 값을 나타내면 사용한 모델이 실체를 잘 반영하는 것으로 받아들일 수 있다.

또 다른 방법은 측정치와 계산치가 서로 얼마나 유사한 값을 지니고 있는지를 나타내는 GFR(Goodness of Fit Ratio)을 이용하는 방법이다. GFR은 평균 잔여이상치에 대한 평균 관측 이상치로 정의 된다(Richard *et al.*, 1967). 일반적으로 GFR 값이 약 1.8-2 이상이면 계산된 값이 측정된 값의 50%이상을 반영하는 것으로 모델이 잘 맞는 것으로 받아들여진다(Sager, 1984; Sager and Koppers, 2000).

그러나 반쯤 모델에서는 불균질 자화 성분이 임의로 계산치를 관측치에 접근시키므로 GFR은 의미가 없으며 이와 같은 반쯤 모델은 rms(root mean square) 잔여치가 무작위 잡음에 의한 자기이상값들이 정당화되는 약 30 nT 정도의 납득가능값으로 감소하면 모델이 잘 반영된 것으로 간주된다(Hilderbrand and Parker, 1987; Sager *et al.*, 2005).

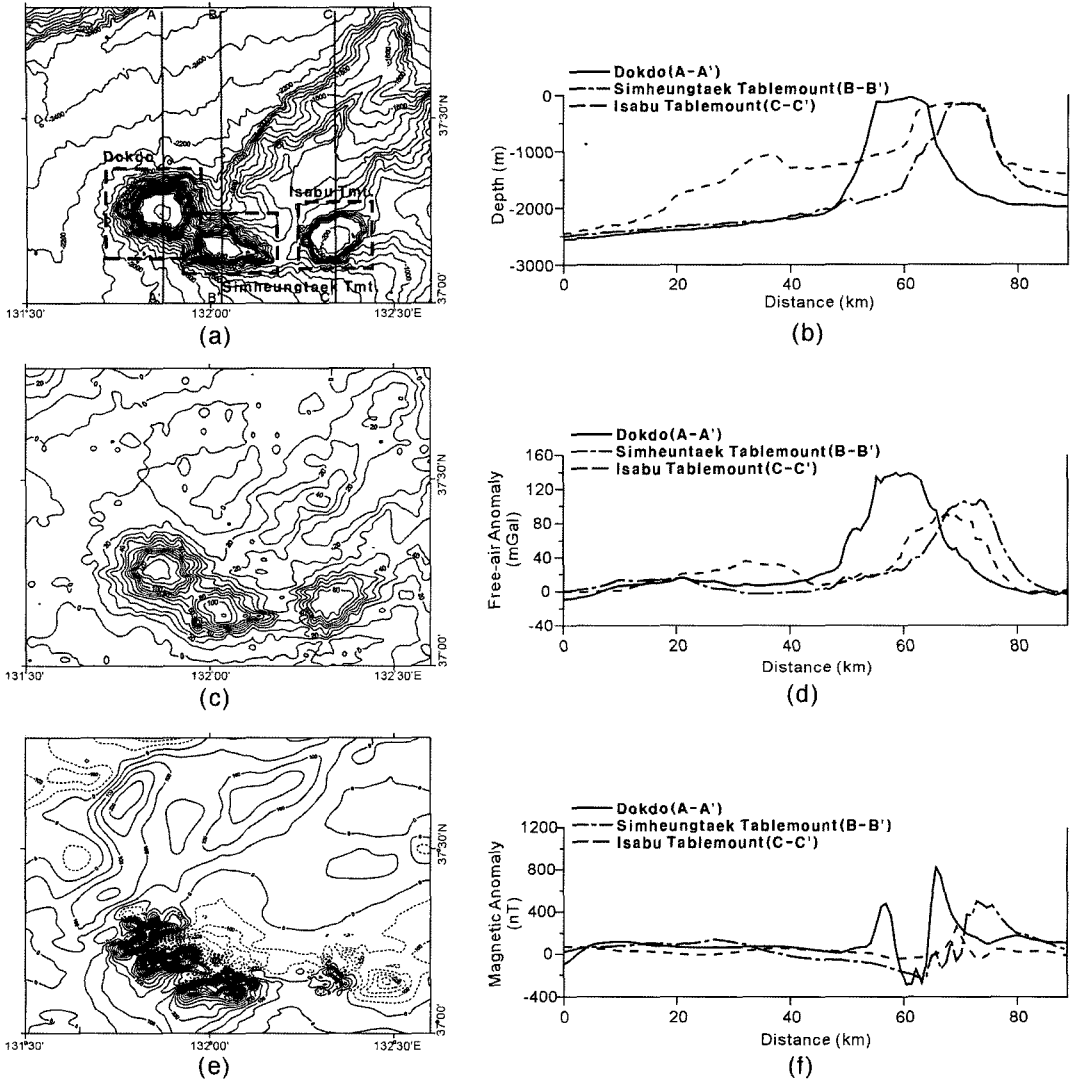


Fig. 1. (a) Topography map of the study area, (b) topography profiles of Dokdo seamounts, (c) free-air anomaly map, (d) free-air anomaly profiles, (e) magnetic anomaly map and (f) magnetic anomaly profiles. See Fig. 1(a) for locations of profiles. Contour intervals are 100 m in the topography map, 10 mGal in the free-air anomaly map and 50 nT in the magnetic anomaly map. Solid contour lines are positive and dashed contour lines are negative in Fig. 1(e). The rectangle boxes outlined by black thick dashed line in Fig. 1(a) represent magnetic modeling areas.

4. 결과 및 토의

Fig. 1(a)와 1(b)는 연구지역의 등수심도와 지형단면을 보여준다. 독도와 심흥택해산은 연구지역 남쪽 중심부에 이웃하여 있고 이사부해산은 동쪽에 떨어져 오키뱅크 가까이 위치하고 있다. Fig. 1(c)는 연구지역의 후리어어중력이상을 보여주는데 이는 지형의 영향을 받아 등수심도와 흡사한 모습을 나타내고 있으며 해산들의 크기에 비해 낮은 이상치를 보이는 것은 지각평

형보상에 기인한다(Kim *et al.*, 2000; Kim, 2000). 이와 같이 규모에 비해 낮은 중력 이상치를 보이는 경우는 태평양의 샤스키 플라토와 하와이 해산들에서도 나타난다(Han, 1993; Watts, 2001). Fig. 1(b)와 Fig. 1(d)는 해산들의 지형단면과 후리어어중력이상단면을 보여주며 그 단면들의 위치는 Fig. 1(a)에 나타나 있다. Fig. 1(b)의 지형단면도를 보면 독도해산들이 그 규모 면에서 비슷한 크기를 보이고 있는 반면 Fig. 1(d)의 후리어어중력이상단면은 독도가 가장 큰 값을 가지고

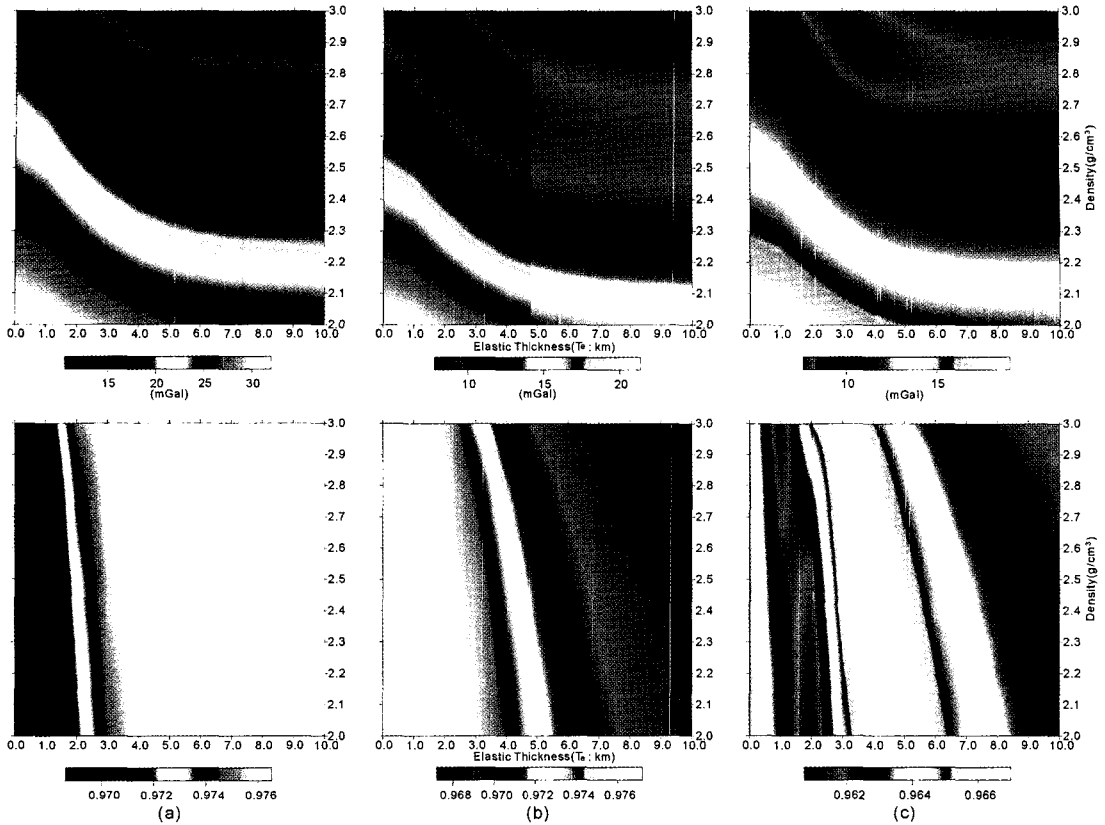


Fig. 2. The rms residual(upper) and the correlation coefficient(lower) between the observed gravity anomalies and calculated gravity anomalies from flexural model varying load density and elastic thickness. (a) Dokdo, (b) Simheungtaek Tablemount, (c) Isabu Tablemount.

이사부해산이 가장 작다. 독도의 최고치와 이사부해산의 최고치는 약 50 mGal의 차이를 보이는데 이 두 화산체가 규모면에서는 비슷하지만 후리어중력이상에서 차이가 나는 것은 지각평형보상 정도의 차이에 기인하는 것으로 판단된다. 연구지역의 자기이상은 독도해산들을 중심으로 이상대가 특징적으로 나타나며 그 외지역은 완만한 구배를 보이고 자기이상단면을 보면 독도의 자기이상치가 이사부해산보다 크게 나타난다 (Fig. 1(e), Fig. 1(f)).

Fig. 2는 연구지역에서 퇴적층이 두꺼운 북쪽부분을 제외하고 밀도와 유효탄성두께를 변화시키면서 탄성판 모델을 적용하여 구한 독도해산들의 rms와 상관계수를 나타내는 것이다. rms는 작은 값일수록 계산된 중력이상치가 관측된 중력이상치를 잘 반영하는 것이며 상관계수는 1에 가까울 수록 잘 반영하는 것이다. 밀도값은 $2.9 \pm 0.1 \text{ g/cm}^3$ 에서 잘 반영된다. 유효탄성두께 (T_e)는 독도에서는 $5 \pm 1 \text{ km}$, 심홍택해산에서는 $2 \pm 1 \text{ km}$, 이사부해산에서는 $3 \pm 1 \text{ km}$ 에서 계산된 중력이상치가 관

측된 중력이상치를 잘 반영한다. 심홍택해산의 유효탄성두께가 이사부해산보다 더 작게 나타나는 이유는 Fig. 1에서 나타나듯이 이사부해산의 축선에 소규모 지형기복이 나타나 퇴적층 등의 집적으로 인하여 관측치와 이상치의 차이가 더 크게 나타나는 영향으로 사료된다. 이를 고려하여 오차범위내에서 독도해산들의 정상 봉우리 지역을 중심으로 관측치와 계산치를 비교해보면 독도에서 5 km, 심홍택해산에서 3 km, 이사부해산에서 2 km의 하부 지각 유효탄성두께(T_e)를 가질 때 해산들 자체만의 계산치가 가장 잘 부합되는 것으로 사료된다(Fig. 3). Fig. 3은 유효탄성두께(T_e)가 무한대 일때(보상이 안된 경우)와 유한 할때(탄성판 경우) 및 0 일때(Airy 경우)를 비교한 그림이다. 이 세 가지 경우 중 세 개의 독도해산들 모두에 대하여 중력계산치가 중력관측치를 가장 잘 나타내는 것은 탄성판 경우이다. 그 탄성판 결과는 해산 하부 지각의 강도(유효탄성두께, T_e)가 이사부해산에서 독도로 갈수록 강해짐(두꺼워짐)을 지시한다. 이는 독도 정상에서 후리어

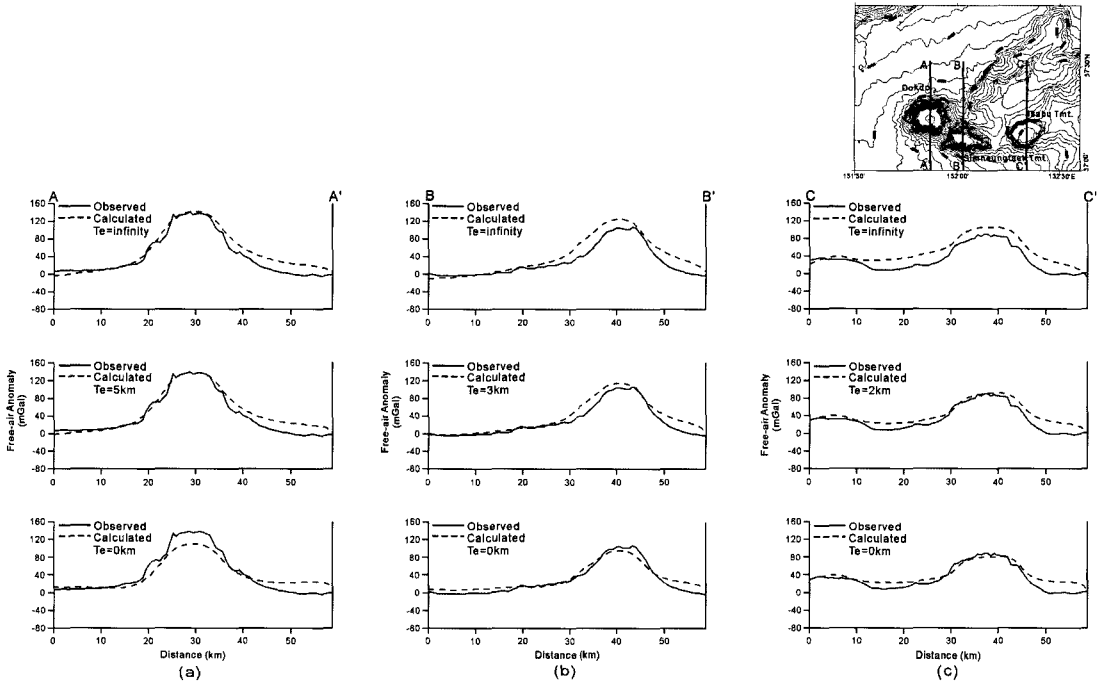


Fig. 3. Comparison between the observed and calculated gravity anomaly profiles of the Dokdo seamounts. (a) Dokdo, (b) Simheungtaek Tablemount and (c) Isabu Tablemount. See locations of profiles in the upper right figure. Upper, middle, and lower profiles are uncompensated, flexural compensated, and Airy compensated cases in flexure model, respectively.

중력이상치가 가장 크고 이사부해산 정상에서 이상치가 가장 작게 나타나는 결과와도 좋은 일치를 보인다.

이사부해산과 독도간의 거리는 상당히 떨어져 있는 반면 독도와 심홍택해산은 거의 옆에 붙어 있다. 그러나 두 화산체(독도와 심홍택해산)의 유효탄성두께는 약간의 차이를 보인다. 이와 같이 이웃한 위치의 해산들의 유효탄성 두께의 차이가 나는 경우는 남태평양에 위치한 Macdonald seamount chain에서도 볼 수 있는데 서로 이웃한 두 개의 해산 중 규모가 큰 오래된 해산이 규모가 작은 젊은 해산보다 후리에어중력이상치가 작다. 이는 오래된 해산 생성시의 지각은 연령이 젊었기 때문에 유효탄성두께가 작아서 지각평형보상이 잘 이루어졌지만 시간이 지난 후 젊은 해산 생성시의 지각은 상대적으로 오래되어서 유효탄성두께가 두꺼워져 보상이 적게 이루어졌기 때문이다(McNutt *et al.*, 1997). 유효탄성두께가 크면 지각의 강도가 강해져 지각평형보상이 적게 일어나고 유효탄성두께가 작으면 지각의 강도가 약하므로 지각평형보상이 잘 일어난다(Watts *et al.*, 1980; McNutt *et al.*, 1997). 독도와 심홍택해산이 지형적 규모의 유사성 및 위치의 비슷함에도 불구하고 서로 다른 후리에어중력이상을 보이는

것은 Macdonald seamount chain의 경우와 유사한 원인으로 인한 지각평형보상정도 차이의 가능성도 있을 것으로 사료된다. 그러나 독도와 심홍택해산의 유효탄성두께 차이가 그리 크지 않은 것은 형성시간의 차이가 Macdonald seamount chain에서와 같이 크지 않기 때문에 나오는 결과일수도 있지만 다른 원인이 존재할 가능성도 배제할 수 없다.

해저 화산체의 중력이상은 화산체 하부의 해저 지각탄성도에 민감하며 탄성도의 척도인 유효탄성두께는 화산체가 생성될때 그 하부 지각의 열량 연대를 반영한다(McNutt *et al.*, 1997; Wessel, 1992). 젊은 지각(<25 M.y.)위에 놓인 지표면의 하중(load)은 2-20 km의 탄성판에 의해 지지되고 오래된 지각(25-115 M.y.)위에 놓인 하중은 20-45 km의 탄성판에 지지된다(Watts, 1978). 즉 젊은 지각 위에 형성된 하중은 작은 유효탄성두께와 연관되고 반면 하와이-Emperor Seamount Chain과 같은 오래된 지각 위에 형성된 하중은 상대적으로 큰 유효탄성두께와 관련이 있다(Watts *et al.*, 1980). 독도해산들의 작은 유효탄성두께 결과는 독도해산들 생성시 지각의 연령이 젊었다는 것을 반영한다.

Choi *et al.*(2002)는 동해를 제외한 한반도 일원의

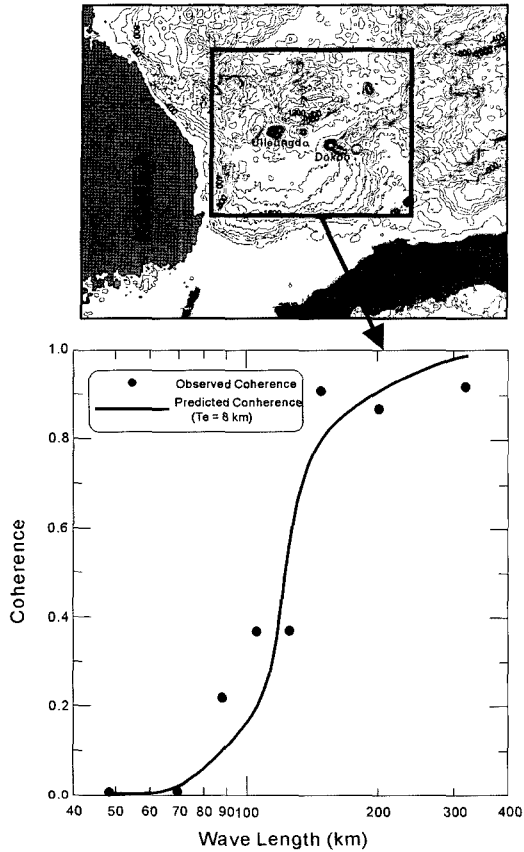


Fig. 4. Observed coherence and predicted coherence. The elastic thickness was assumed to be 8 km. Redrawn from Choi *et al.*(2004).

판성판모델을 계산하였는데 유효탄성두께가 15 km(탄성강도 3.0×10^{22} Nm)로 나타났다. 이는 우리나라의 지각강도가 전체적으로 상당히 약하다는 것을 지시하며 안정되고 오래된 지역에서 얻어진 결과 보다는 해양이나 판의 경계부의 결과와 비슷하다고 주장하였다. 또한 Choi *et al.*(2004)는 울릉분지를 포함한 동해 서남부지역에 대한 유효탄성두께 결과를 8 km(탄성강도 4.55×10^{21} Nm)로 계산하였다(Fig. 4). 이 값은 젊은 지각(< 25 M.y.)의 범위에 속하고 본 연구결과와도 거의 일치한다. Choi *et al.*(2004)는 유효탄성두께 8 km는 동해서남부 전체에 대한 평균치이고 울릉분지 내부는 맨틀물질의 상승으로 인하여 주위지역과 좀 더 이질적인 구조라고 주장하였다. 이에 본 연구에서 나온 독도 해산들 하부 지각의 유효탄성두께는 타당하다고 판단 된다.

탄성판모델은 냉각지판모델의 등온선을 따르며 해구(trench)보다 해령(ridge)과 같은 spreading center에서

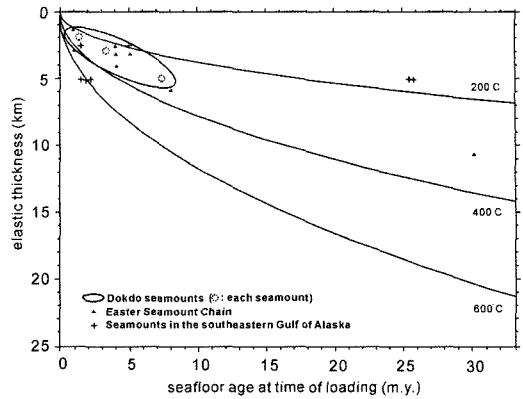


Fig. 5. T_e versus age of seafloor at time of loading. Curves are isotherms for the cooling plate model. Redrawn from Harris and Chapman(1994), Kruse *et al.*(1997), Parson and Slater(1977).

잘 일치하고, 해산 생성시기의 지각연대가 젊을수록 잘 일치하는 경향을 보인다(Watts, 1978; Watts *et al.*, 1980). 해산의 유효탄성두께는 냉각지판모델에서 등온선 200°C-400°C 사이 구간을 따른다(Wessel, 1992). Fig. 5은 독도해산들, Easter Seamount Chain과 알래스카 해산들의 냉각지판모델에 따른 유효탄성두께를 표시한 그림이다(Harris and Chapman, 1994; Kruse *et al.*, 1997; Parson and Slater, 1977). Fig. 5에서 Easter Seamount Chain의 동쪽 끝과 서쪽 끝을 제외한 대부분 해산들 아래 하부 지각의 유효탄성두께는 1-4 km로 나타나는데 해산들이 생성 될 시기에 하부 지각이 젊었다는 것을 지시한다(Kruse *et al.*, 1997). 알래스카 남동부만 해산들의 하부 지각의 유효탄성두께는 2-5 km이며 해구의 경우는 12-22 km인데, 해구의 유효탄성두께는 냉각지판모델의 등온선 600-800°C 구간을 따르며 해산 하부의 지각들은 200°C-400°C 사이의 구간을 따른다(Harris and Chapman, 1994). 이와 같이 다른 해산들의 경우와 비교하면 독도해산들 하부 지각의 유효탄성두께가 5 km 이하라는 결과는 독도해산들의 생성 시 하부지각이 젊었고 또한 해령 근처의 다른 해산들에 상응하는 냉각지판모델의 등온선 200°C-400°C 사이 구간에 속한다고 판단된다(Fig. 5). 이는 독도해산들이 spreading center가 있는 해양지각 위에 생성되어진 것이고 그 center의 위치는 독도해산들에서 가까이 위치했었을 가능성을 제시한다. 또한 본 연구 결과는 이사부해산 생성시의 지각의 연령이 독도 생성시의 지각의 연령보다 젊었다는 것을 암시한다. 즉, 이사부해산의 연령이 가장 오래되었고 독도가 가장 젊었다고 사료된다.

독도의 수면 위 육지에서 얻은 암석의 연대측정으로 독도의 생성 연대는 4.6 ± 0.4 Ma인 초기 플라이오세에서 2.7 ± 0.1 Ma인 후기 플라이오세 사이에 형성되었다고 밝혀졌다(Sohn and Park, 1994). 해산의 생성연대는 현재 지각의 연령을 알고 유효탄성두께를 이용하여 해산들 생성시기의 하부 지각의 연령을 유추한다면 추정될 수 있다(Watts *et al.*, 1980). 그러나 해산에서 채취된 암석의 연대측정이 더 정확하지만 아직 독도를 제외한 다른 해산들에서는 암석의 연대측정이 이루어지지 않았다. 그러므로 기존 독도암석의 연대측정 결과와 탄성판모델의 결과로부터 추정하여 나머지 연대측정이 안 된 해산들의 대략적인 생성연대를 유추하면 독도해산들은 울릉분지의 열개가 끝난 후에 생성되었을 것이며 이사부해산이 먼저 생성되었고 독도가 가장 나중에 형성되었을 것이다. 독도해산들의 전체 생성기간은 울릉분지 열개 종료 후 약 1 Ma 후부터 약 10 Ma 기간 동안 형성되었을 것으로 사료된다. 만약 울릉분지의 열개가 약 12 Ma에 종료되었다고 가정하고 본 연구 결과에서 나온 것과 같이 이사부해산의 하부지각이 작은 유효탄성두께를 가진다면 가장 오래된 이사부해산의 생성시기는 그 종료 후 약 2 ± 1 Ma 지난 약 10 ± 1 Ma 정도였을 것으로 생각해 볼 수도 있다. 또한 심홍택해산은 이사부해산과 독도의 생성시기 사이에 형성되었을 가능성이 높을 것으로 판단되며 이 세 개의 화산체는 동쪽에서 서쪽으로 순차적으로 생성되었다고 생각된다.

연구지역의 자기이상은 독도를 중심으로 매우 복잡한 양상을 띄고 있으며 심홍택해산에서는 선형배열형태의 이상대가 나타나고 이사부해산에서는 두 해산 지역에 비해서 작은 값의 양의 이상대와 음의 이상대가 존재한다(Fig. 1(e)). 이와 같이 해산들의 형성 위치가 비슷함에도 불구하고 해산에서의 자력분포 양상이 다른 것은 해산들의 형성 시기가 다르거나 내부구조가 서로 다를 가능성을 암시한다. 하지만 수심 밑에 있는 해산들의 암석에 대한 절대연령 측정이 이루어지지 않았고, 분출 시기 및 횡수를 밝힐 수 있는 암석학적 연구 결과가 부족하여, 해수면아래에 위치하고 있는 독도해산들은 동해가 완전히 생성한 다음 분출을 했는지 아니면 동해가 생성될 당시 만들어져서 어떤 변형을 받았는지 그리고 몇 번 분출에 의해 생성이 되었는지는 알 수 없다. 그러나 앞서 말한바와 같이 독도해산들은 형성 위치가 비슷함에도 불구하고 해산에서의 자력분포 양상이 다른 것은 해산들의 형성 시기가 서로 다를 수 있다는 것을 간접적으로 지시한다. 한편 독도

자기이상의 크고 복잡한 변화 양상은 독도의 생성이 한번의 화산분출에 의한 것이 아니라 여러 시기에 걸쳐 여러 번 분출했거나, 또는 심홍택해산 및 이사부해산보다 후기에 분출했을 가능성을 제시한다. Fig. 1(e)의 자기이상도와 Fig. 1(f)의 자기이상단면에서 이사부해산은 독도와 비교하여 상당히 작은 자기이상이 나타난다. 그 원인은 생성 후 오랜 시간이 지나면서 2차 변환, 즉 변성작용이나 풍화에 의해서 원래 암석에 함유되어있던 강자성 광물이 변화하여 저자기이상이 나타날 가능성이 큰 것으로 사료된다(Gorodnitsky, 1995).

해산 형성환경의 연구는 해수면 아래의 해산들은 시료를 채취하여 연대측정 및 고지자기 특성을 분석하는 것이 가장 직접적인 방법이지만 접근이 쉽지 않아 시료 채취가 어렵다. 이러한 해산은 그 해산의 형태와 관측된 자기이상을 가지고 역산을 통하여 해산을 이루는 암석들의 자화강도와 평균방향을 분석하여 고지자기 특성을 간접적으로 연구할 수 있다(Sager and Keating, 1984).

독도해산들의 고지자기 특성을 연구하기 위하여 자기이상에 대한 역산을 실시하였다. 독도해산들과 같이 단주기 성분에 의하여 복잡한 자기이상을 가지는 경우는 고지자기 연구 결과에 오차가 발생하므로 상향연속을 통하여 단주기 성분을 줄여 역산을 실시하였다. 하와이 Abbot seamount의 고지자기 연구에서도 이와 같은 상향연속방법이 사용되었는데 그 장점은 물리적 해석이 용이하며 자화벡터의 강도는 유효하게 남는다는 것이다(Sager, 1984). Fig. 6는 독도해산들의 자기이상을 1500 m 상향연속한 것이다. 독도와 심홍택해산

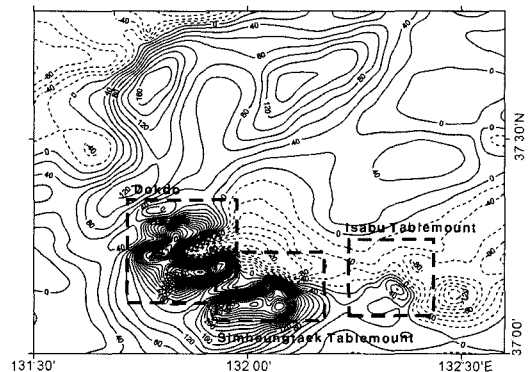


Fig. 6. Upward continued anomaly map of the study area at a height of 1500 m above sea level. Contour intervals are 20 nT. Solid contour lines are positive and dashed contour lines are negative. The rectangle boxes outlined by black thick dashed line represent magnetic modeling areas.

의 자기이상과 1500 m 상향연속한 자기이상을 비교해 보면 상향연속한 자기이상에서 복잡한 단주기성분이 줄어든 것을 볼 수 있다(Fig. 1(c), Fig. 6). 이 1500 m 상향연속한 자기이상에서 심흥택해산과 이사부해산은 북쪽 저이상과 남쪽 고이상의 쌍극자 형태를 보이는데 이는 지구자기장이 정자기극일 때 북반구에서 전형적으로 나타나는 자기이상의 특징이다(Nettleton, 1962). 독도는 북쪽에서 남쪽으로 고이상-저이상-고이상이 순서대로 나타난다. 이는 지구자기장이 정자기극일때 북반구에서 보이는 북쪽의 저이상과 남쪽의 고이상 및

역자기극일때 나타나는 북쪽의 고이상과 남쪽의 저이상이 함께 나타나는 것이다. 그러므로 독도 생성시 한번의 분출로 이루어진 것이 아니라 정자기극 시대와 역자기극 시대에 각각 대규모 분출이 일어났을 가능성이 있을것 생각된다. 이와 같은 1500 m 상향연속한 자기이상을 가지고 최소자승자화법 및 반쯤자화법을 함께 사용하여 각 독도해산들의 VGP(Virtual Geomagnetic Pole)를 구하였다. VGP 계산을 위하여 해산체 및 자기이상구역을 독도, 심흥택해산 및 이사부해산으로 나누어 역산을 실시하였다(Fig. 1(a), Fig. 6). 독도의 경우

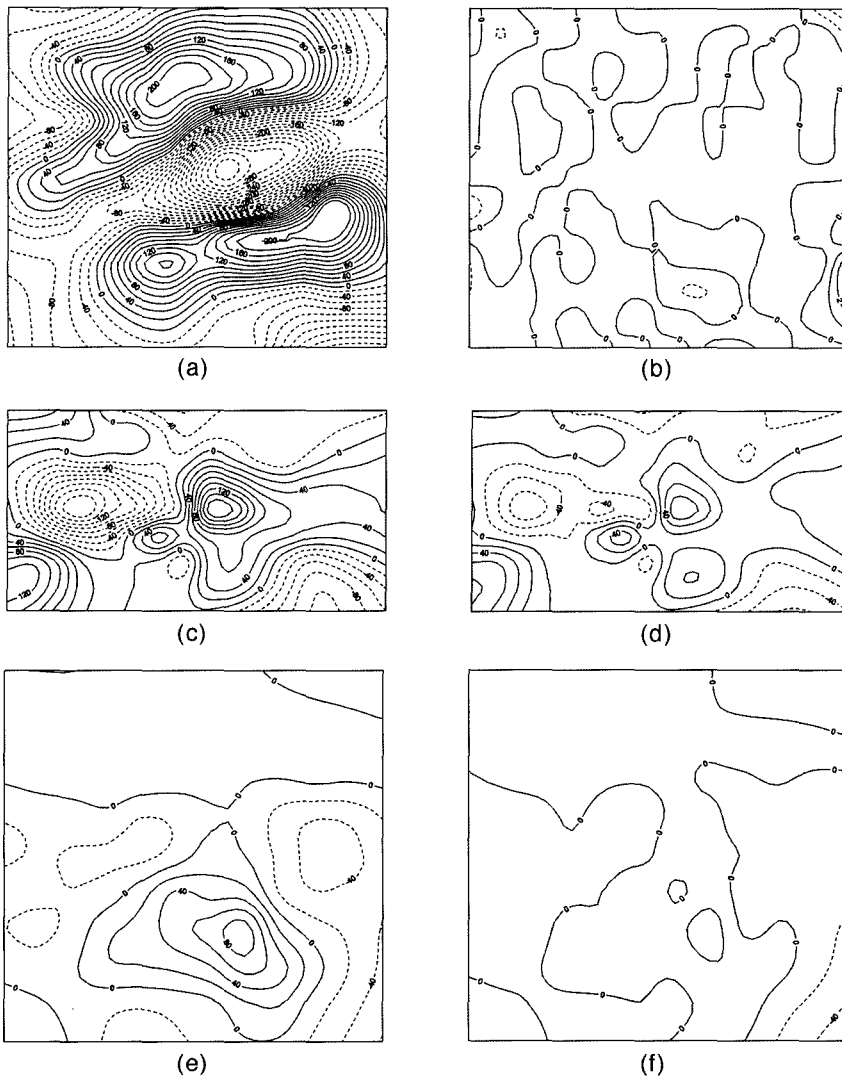


Fig. 7. Residual magnetic anomalies from the least square magnetization method(left) and the seminorm magnetization method(right). (a) and (b) for Dokdo, (c) and (d) for the Simheungtaek Tablemount, and (e) and (f) for the Isabu Tablemount. Solid contour lines are positive and dashed contour lines are negative. Contour intervals are 20 nT in (a), (c), (d), (e) and (f) and 1 nT in (b).

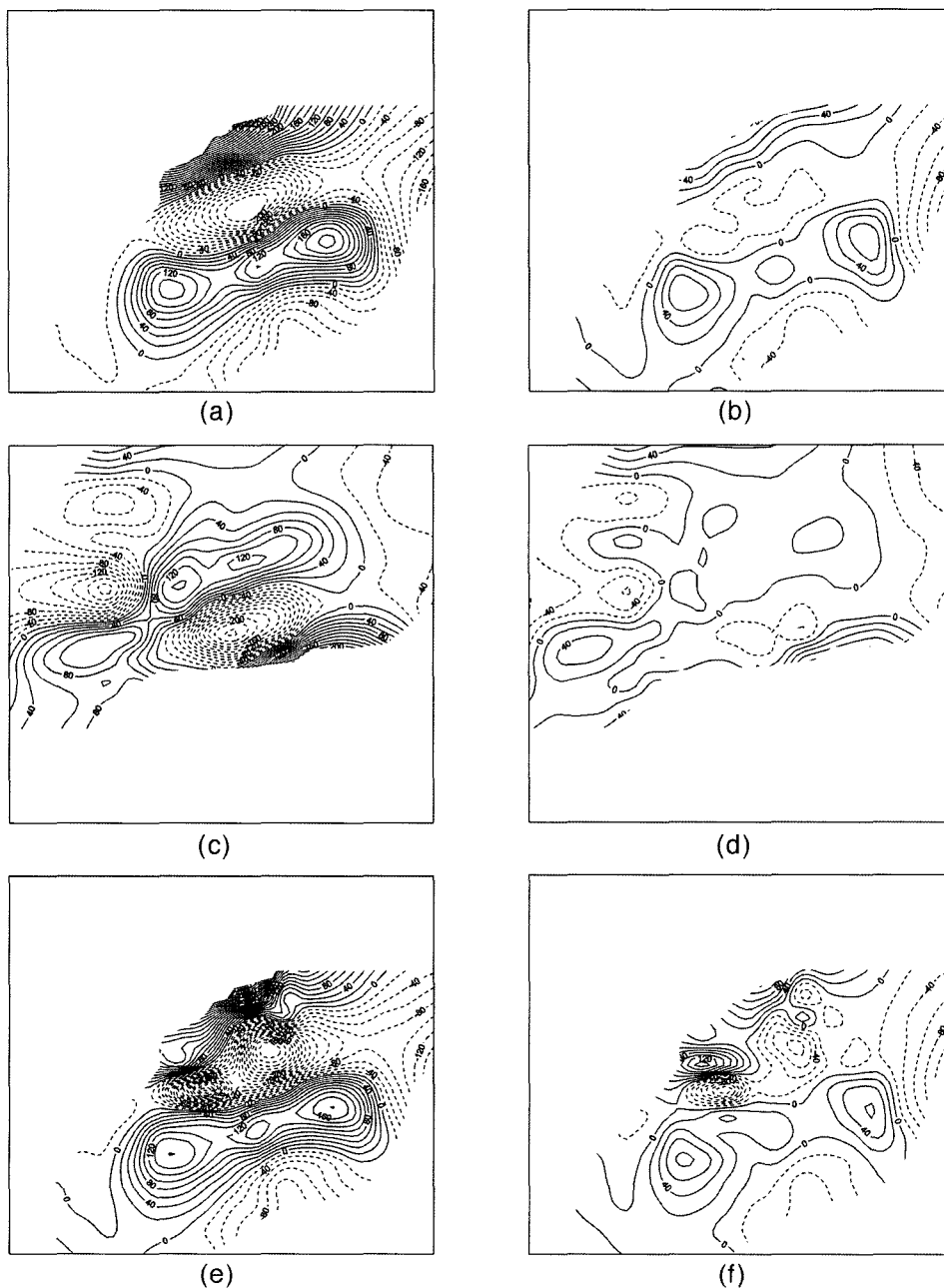


Fig. 8. Residual magnetic anomalies from the least square magnetization method(left) and the seminorm magnetization method(right). (a) and (b) for Dokdo with the normal dipole magnetic anomaly, (c) and (d) for Dokdo with the reversed dipole magnetic anomaly, and (e) and (f) for Dokdo with the normal dipole magnetic anomaly assuming non-magnetic top body. Solid contour lines are positive and dashed contour lines are negative. Contour intervals are 20 nT.

구역 전체 자기이상과 동시에 정자기극에 의한 자기이상 부분 및 역자기극에 의한 자기이상 부분을 나누어 VGP를 구하였다. Fig. 7과 Fig. 8 및 Table 1은 관측치에서 최소자승자화법과 반쯤자화법으로 계산된 독도

해산들의 계산치를 소거한 잔류이상치 및 VGP 모델링 자화 파라메타를 보여준다. 균질자화를 가정한 최소자승자화법의 잔여이상치가 균질자화와 불균질자화를 함께 계산하는 반쯤자화법의 잔여이상치에 비해 크게 나

타난다. 잔여이상치만 가지고 생각해 보면 반쯤자화법이 잘 맞는 것으로 보이지만 이는 불균질자화가 첨가되어 계산되는 것으로 임의의 제한적 가정이 포함되어 잔여치가 줄어드는 것이다. Sager *et al.*(2005)는 이와 같은 임의의 가정에 의한 부정적인 면으로 반쯤자화법보다는 최소자승자화법을 선호하였다. 본 연구에서는 두 가지 방법을 같이 사용하여 VGP를 구하고 비교하여 신뢰성을 보완하였다. 최소자승자화법 모델이 관측치에 대한 작은 잔여이상치를 가지고 반쯤 모델에서 균질자화가 불균질자화에 비하여 상당히 크다면 그 해산에서는 반쯤모델의 신뢰구간에 최소자승자화법의 극이 포함되어 계산된 두 극이 비슷한 위치를 보인다. 그러나 최소자승자화법 모델이 관측치에 대한 큰 잔류 오류를 가지고 반쯤 모델에서 불균질자화가 상당히 크다면 그 해산에서 계산된 두 극의 위치는 상당히 다르게 나타

난다(Hilderbrand and Parker, 1987).

이와 같이 자력자료를 이용한 VGP 모델링 결과는 Table 1과 Fig. 9에 나타나 있다. Fig. 9(a)에서 독도의 VGP는 고이상-저이상-고이상을 전부 포함하는 자기이상자료를 사용하여 계산한 것이다. 최소자승자화법의 VGP와 반쯤자화법의 VGP는 낮은 위도에서 나타나며 상당한 차이를 보인다. 최소자승법의 GFR값 2.0과 반쯤법의 rms 잔여치 0.4 nT는 VGP가 적절하다는 것을 나타내지만 너무 낮은 위도와 두 VGP의 큰 차이는 독도해산의 복잡한 자기이상들로 인하여 잘못된 VGP가 계산된 것으로 생각된다. 독도의 전체자기이상을 가지고 구한 VGP의 균질 자화강도와 불균질 자화강도의 크기가 큰 차이를 보이지 않는데 앞에서 가정한 것과 같이 불균질 부분이 크면 반쯤자화법에 의한 VGP도 신뢰성을 잃는다. 또한, GFR이 적합하더라도

Table 1. Magnetization parameters for the Dokdo seamounts.

	Location(°)		VGP(°)		Inc(°) (+Down)	Dec(°) (+East)	Uniform Intensity (A/m)	Non- uniform intensity	GFR	rms residual (nT)
	Long(E)	Lat(N)	Long(E)	Lat(N)						
Dokdo (LS)	131.87	37.24	240.8	35.0	15.2	51.5	2.3	-	2.0	-
Dokdo (Semi)	131.87	37.24	222.6	42.3	41.0	53.8	2.5	1.8	-	0.4
ST (LS)	132.04	37.15	256.2	72.5	44.5	16.1	2.6	-	3.5	-
ST (Semi)	132.04	37.15	250.1	67.05	42	22.2	2.7	0.4	-	30.9
IT (LS)	132.34	37.19	264.3	47.2	9.3	30.5	0.6	-	1.9	-
IT (Semi)	132.34	37.19	259.7	43.2	6.9	35.5	0.5	0.2	-	9.2
Dokdo (NDA) (LS)	131.87	37.24	282.1	56.7	14.3	16.0	3.3	-	2.3	-
Dokdo (NDA) (Semi)	131.87	37.24	262.9	58.8	27.0	23.8	3.3	1.3	-	28.1
Dokdo (NMT) (LS)	131.87	37.24	269.9	61.2	26.8	19.4	3.5	-	2.3	-
Dokdo (NMT) (Semi)	131.87	37.24	257.3	63.9	35.8	22.4	3.1	1.4	-	39.5
Dokdo (RDA) (LS)	131.87	37.24	205.6	-12.2	10.4	109.6	3.2	-	2.1	-
Dokdo (RDA) (Semi)	131.87	37.24	207.1	-4.6	17.3	102.7	3.0	0.9	-	25.4

ST=Simheungtaek Tablemount, IT=Isabu Tablemount, LS=least square magnetization method, Semi=seminorm magnetization method, NDA=normal dipole magnetic anomaly, NMT=non-magnetic top(500 m) with normal dipole magnetic anomaly, RDA=reversed dipole magnetic anomaly, GFR=Goodness of fit.

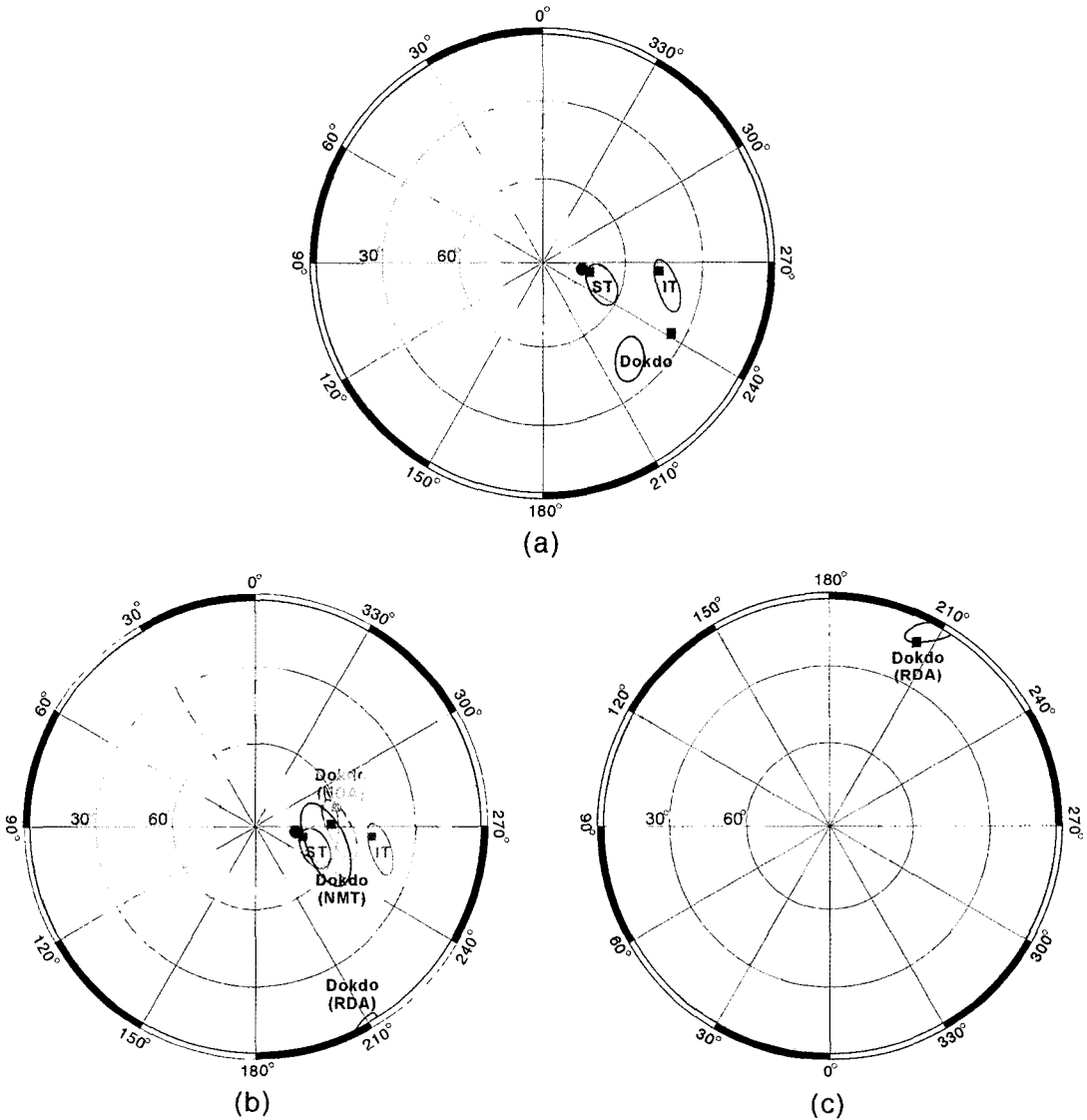


Fig. 9. Virtual geomagnetic poles estimated in this study on Lambert azimuthal projection. Solid black circle is the magnetic pole at the present time(McElhinny, 1973). Solid square boxes are virtual geomagnetic poles from the least square magnetization method. Ellipses are the 95% confidence regions from the seminorm magnetization method. (a) Black solid square box and ellipse for Dokdo, green solid square box and ellipse for the Simheungtaek Tablemount(ST), and red solid square box and ellipse for the Isabu Tablemount(IT). (b) Green and red are same in Fig. 9(a). Blue solid square box and ellipse for the normal dipole magnetic anomaly of Dokdo assuming non-magnetic top body(NMT). Black solid square box and ellipse for the normal dipole magnetic anomaly of Dokdo. Purple ellipse for the reversed dipole magnetic anomaly of Dokdo(RDA). (c) Purple solid square box and ellipse for the reversed dipolemagnetic anomaly of Dokdo on the southern hemisphere. The parameters are listed in table 1.

균질자화의 가정이 틀리다면 VGP가 잘못 계산될 수 있다(Blakely and Christiansen, 1978). 심홍택해산의 경우는 최소자승자화법의 VGP가 반쯤자화법의 VGP 타원 신뢰구간에 포함되며 현재 자기극(magnetic pole) 근처에 위치한다(Fig. 9(a)). 현재 북반구 자기극은

75.5°N, 101°W에 존재한다(McElhinny, 1973). GFR값은 3.5이고 rms 잔여치는 30.9 nT이며, 이 검증값은 VGP가 잘 반영되었다는것을 보여준다. 이사부해산의 자기이상치는 독도와 심홍택해산에 비해 상당히 작은 값으로 나타났으며, 자화강도도 작게 나타났고 VGP의

위도도 낮다(Fig. 1(e), Fig. 6, Fig. 9, Table 1). Sager *et al.*(1993)은 자화강도가 강하면 VGP의 신뢰성도 높다고 말하였다. 이사부해산과 같은 약한 자화강도는 이사부해산의 약한 자기이상과 같이 해산 생성 후 오랜 시간이 흘러 강자성광물이 변성이나 풍화와 같은 2차변환을 받은 결과로 사료되며 VGP에 높은 신뢰성을 부여하지는 못한다. 또한, VGP의 낮은 위도는 해산 생성 후 제 3 기의 빈번히 발생한 자기극의 역전 현상에 의한 역자화 자기장의 계속적인 겹침과 주위의 하부 관입암에 의한 기존 자화방향의 변형 또는 단층 등의 지구조 운동에 의한 암체들의 회전 영향 등으로 그 가능성을 생각해 볼 수 있다(Bryan and Cherkis, 1995; Kim *et al.*, 2006; Sager and Kopper, 2000).

Richard *et al.*(1967)는 단주기 잔류이상치가 해산정상부에 집중되어있는 것은 해산의 정상부가 자기이상을 보이지 않는 암석(nonmagnetic top rock)으로 덮혀 있을수 있다는 가능성을 제시하였다. 해수와의 반응에 의한 뜨거운 용암의 hydration과 분쇄 등이 해산의 정상부에서 쇄설성 퇴적층(hyaloclastite)을 만드는데 이것이 해산에서 자기이상을 가지지 않는 정상부를 만든다고 주장된다(Fisher, 1984; Harrison, 1971). 또한 Sager *et al.*(1983)는 나가타해산 정상부가 나머지 해산 몸체와는 크기면에서는 비슷하지만 방향은 반대인 역자기극이라고 가정하고 정자기극 부분과 역자기극 부분을 나누어 계산한 결과 계산치와 관측치사이의 GFR이 항상됨을 보였다.

독도의 자기이상은 북쪽부터 남쪽으로 고이상-저이상-고이상이 차례로 나오는데 이는 한번 분출에 의해 생기는 전형적인 쌍극자 이상형태가 아니기 때문에 독도를 크게 두 번의 분출이 있었으며 서로 다른 자기극(정자기극, 역자기극)의 시대에 분출이 차례로 나타났다고 가정하여 앞서 말한 방법과 같이 독도의 자기이상을 두 부분으로 나누어 VGP를 계산하였다. 저이상-고이상이 나타나는 남쪽부분을 정자기극에 의한 자기이상, 고이상-저이상이 나타나는 북쪽부분을 역자기극에 의한 자기이상으로 분리하여 VGP를 구하였다. 또한 독도 정상부가 독도의 하부 몸체와 다른 방향으로 자화되었다고 가정하여 정상부를 제거하고 VGP를 구하였다. Table 1과 Fig. 8은 독도의 정자기극에 의한 쌍극자이상부분 및 독도의 역자기극에 의한 쌍극자이상부분으로 나누어 계산한 것과 독도 정상부를 제거하고 정자기극에 의한 쌍극자 이상부분을 가지고 계산한 자화 파라미터 및 잔여이상치를 보여준다. 이렇게 독도의 자기이상을 나누어 계산한 결과는 Table 1과

Fig. 9(b), 9(c)에 나타나있다.

정자기극에 의한 자기이상의 계산된 VGP는 심홍택해산의 VGP에 더 가까운 위치로 이동하였고 GFR값도 약간 상승하였다. 역자기극에 의한 자기이상의 계산된 VGP는 남반구에 위치하며 낮은 위도를 보인다. 이 낮은 위도는 정자기극의 자기장부분과 역자기극의 자기장부분이 서로 이웃함으로 인하여 자기장이 변형되었거나 역전자기장들의 겹침이나 해산을 이루는 암체들의 회전 등의 영향 등에 의한 효과로 생각된다(Bryan and Cherkis, 1995; Kim *et al.*, 2006; Sager and Kopper, 2000). 두 부분으로 나누어 계산된 독도의 균질 자화강도는 증가되었으며 불균질 자화강도는 감소되었다(Table 1). 독도의 자기이상을 분리하여 계산한 최소자승자화법의 VGP가 반쯤자화법의 VGP 타원 신뢰구간에 포함되며 이는 전체 자기이상을 합쳐서 VGP를 구하는 것보다 자기이상을 분리하여 VGP를 구하는 것이 더 타당하다는 것을 암시한다. 탄성판 모델링 결과 및 독도 암석의 연대 측정으로부터 이사부해산이 가장 먼저 생성되었을 가능성이 있고 독도가 가장 나중에 생성되었으며 심홍택해산은 이사부해산과 독도의 생성사이에 형성되었을 가능성이 높을것으로 생각된다. 이에 독도해산들은 앞서 말한 바와 같이 동에서 서쪽으로 생성되었을 것으로 판단된다. 이와 더불어 심홍택해산과 독도는 이웃하고 있고 심홍택해산의 자기이상도 정자기극에 의한 자기이상의 형태를 띠고 있으며 독도의 자기이상 중 정자기극에 의한 자기이상이 조금 더 동쪽에 역자기극에 의한 자기이상이 조금 더 서쪽에 위치하고 있기 때문에 독도에서는 정자기극 시대의 분출이 역자기극 시대의 분출보다 더 오래 되었을것으로 사료된다. 따라서, 정자기극 시대에 분출한 용암이 독도해산의 하부를 이루며 역자기극 시대에 분출한 용암이 상부를 이룰 것으로 생각된다. 이를 토대로 독도의 상부 500 m까지 제거한 후 정자기극에 의한 자기이상부분을 이용하여 VGP를 구하였는데 그 위치는 심홍택해산의 VGP쪽으로 더 가까이 이동하여 자기극 근처에 위치하였다(Fig. 9(b), Table 1). GFR값은 비슷하고 rms 잔여치는 기존 계산에 비해서 약간 커지긴 했지만 큰 차이는 아니며 상부를 제거하지 않고 구한 VGP가 상부제거 VGP보다 낮은 위도를 보이는데 역자기극의 부분에 의한 영향으로 사료된다. 이에 따라 상부제거 VGP가 적합할 것으로 판단되며 또한, 앞서 말한 정자기극의 용암이 먼저 분출되어 독도해산 하부를 이루고 있다는 가정의 가능성도 높을 것으로 판단된다. 수면 위 독도화산체를 이루는 암석들에 대한 고

지자기 연구결과 자기충서연대는 후기 Gauss 정자기극에서 전기 Matuyama 역자기극인 2.0-2.92 Ma로 연구되었다(Kim *et al.*, 2006). 그 중 역자기극시대를 나타내는 암석시료가 많은 부분을 차지하는 것으로 연구되었다. 이 고지자기 연구결과 및 독도 암석의 연대측정 결과는 앞서 말한 독도의 분출시대 순서 가정의 가능성을 뒷받침 해준다.

북동아시아 대륙에서 얻은 제 3 기(Tertiary) 평균고지자기극들의 위도는 약 85°-88°이다(Bretstein, 1988; Lee *et al.*, 1997, Zheng *et al.*, 1991). 암석 시료의 한 고지자기 연구에서 지자기장의 영년변화시기에 맞추어 약 10만년에서 약 100만년 이상의 기간에 전체적으로 걸쳐도록 적절한 시료들을 채취하여 구한 VGP들의 평균극 위치는 그 당시의 지구 회전축과 유사하며 이 평균극을 고지자기극(paleomagnetic pole)이라고 한다(Bulter, 1992). Fig. 10은 지난 5 백만년 동안의 지자기영년변화에 의한 단일 VGP의 위도 변화를 보여 주며 그 변화량은 약 10°-20° 정도이다(Merrill and McElhinny, 1983). 또한 Butler(1992)는 5-45 Ma 사이 기간에는 변화량이 이보다 더 크다고 주장하였다. 이에 따라 본 연구에서 구한 독도해산들의 VGP들은 해산들의 생성기간이 고지자기극을 측정하기 위한 평

균기간에 비해 짧았고 또한 해산 한 개에 대한 단일 VGP들이므로 그 시대를 대표하는 평균고지자기극과는 차이를 보이는 것으로 판단되지만 정자기극 시대에 심홍택해산의 VGP와 독도의 첫번째 대규모 분출의 VGP는 지자기영년변화에 의한 VGP의 위도의 변화량을 고려해 보면 타당하다고 사료된다.

독도해산들의 생성시기를 기존 독도 암석의 연대측정, 탄성판 모델의 결과 및 VGP 결과와 지자기 연대표를 비교하여 보면 울릉분지의 열개가 종료된 후 이사부해산은 정자기극 시대에 분출되었을 것으로 사료되며 심홍택해산은 이사부해산 생성 후 정자기극 시대에 분출하였다고 예상된다. 독도는 심홍택해산이 생성된 후 정자기극 시대에 첫 번째 대규모 분출이 있었고 그 후 역자기극 시대에 두 번째 대규모의 분출로 인하여 이루어졌을 것으로 생각된다(Fig. 11).

해산들의 형성원인의 가능성은 여러 가지가 있는데 Line Island chain에서는 사라진 spreading center와의 관계설, 긴 균열대구역이라는 설, 한 개의 hotspot에 의한 형성설, 한 개가 아닌 두 개 이상의 hotspot 관계설 및 동시 다발적인 화산 활동설 등이 주장되고 있다(Sager and Keating, 1984). 울릉분지 북동부의

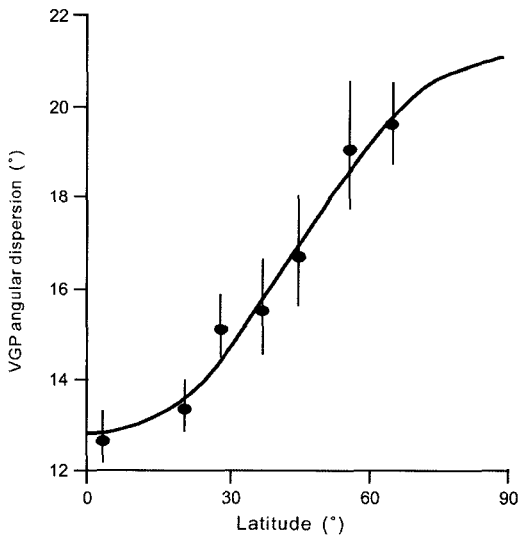


Fig. 10. Global compilation of paleosecular variation during past 5 m.y. Each data point gives the angular dispersion of VGPs averaged over a band of latitude centered on the data point; the error bars are the 95% confidence limits; the smooth curve is a fit of the observations to a model of paleosecular variation. Redrawn from Merrill and McElhinny(1983).

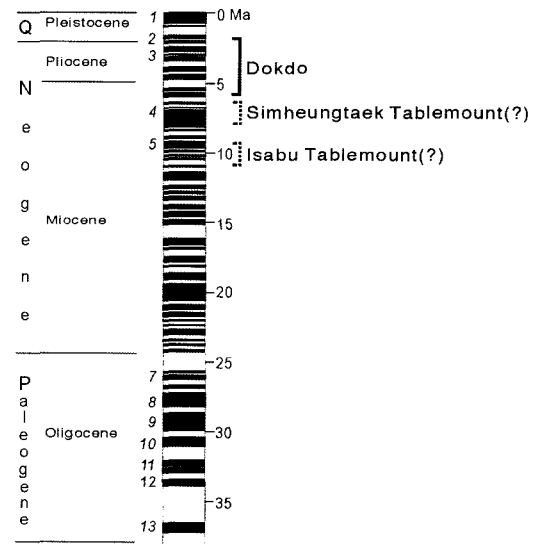


Fig. 11. Geomagnetic polarity time scale from 0 to 38 Ma(Cande and Kent, 1995). Geologic time divisions are shown at the left of the polarity column; magnetic numbers (polarity chron numbers) are shown in italics at the left of the polarity column; age(in Ma) is shown by the scale to the right of the polarity column. Redrawn from Cande and Kent(1995). Possible time ranges of loading for the Dokdo seamounts are shown at the right of the polarity column.

해산들은 선형으로 배열되어 있는데 이와 같은 선형을 이루는 화산열들은 지역적이거나 광역적인 응력에 의해 생성된 균열대를 따라 불규칙한 화산활동에 의해 형성되거나 열점 위의 지각판의 이동경로로 생각되어 왔었는데(Bryan and Cherkis, 1995; Sager and Keating, 1984) 현재는 열점의 이동에 의한 형성 가능성도 제기되고 있다(Molnar and Stock, 1987; Tarduno and Cottrell, 1997).

위의 여러 가지 해산들의 생성 가능성과 연구지역 해산들의 선형 배열을 고려해보면 독도해산들은 지역적이거나 광역적인 응력에 의해 생성된 균열대를 따라 불규칙한 화산활동에 의해 형성되거나 열점 위의 지각판의 이동 혹은 고정된 지각 밑의 열점의 이동에 의하여 생성되었을 가능성이 있다고 판단된다.

울릉분지는 열개 축을 기준으로 하여 약 15 Ma 주변으로 하여 빠른 열개가 예상되는데 그 기간은 짧게는 약 1 Ma에서 길게는 3 Ma 정도로 사료된다(Jolivet and Tamaki, 1992; Kim, 1992; Tamaki *et al.*, 1992). 만약에 독도해산들이 이 울릉분지의 확장기에 생성이 되었다면 약 15 Ma 주변으로 형성되었을 것인데 그럴 경우 유효탄성두께도 해산들간에 거의 비슷하며 본 연구결과와 상이하게 작게 계산되었을 것이다. 또한 기존의 연대측정과도 맞지 않는 결과이다. 그러므로 독도해산들은 울릉분지의 열개가 종료된 후 생성되었을 가능성이 높다.

많은 학자들은 동해의 초기 열개시부터 열개가 종료될 때까지는 동해에는 인장력이 주된 응력을 이루고 있었고 열개가 종료된 후 응력의 변환기에는 응력이 안정된 상태를 이루고 있어 이때에는 동해에 특별한 주된 응력이 작용을 하지 않았으며 이 응력의 변환기를 거친 후 후기 마이오신부터 1.8 Ma까지 동서 방향의 수평압축력이 작용했다고 주장하였다(Jolivet *et al.*, 1991; Jolivet and Tamaki, 1992; Kim, 1992). 연구지역의 해산들 중 암석샘플로부터 연대측정된 독도의 생성기간이 이 압축응력의 시기에 포함되며 본 연구결과에서 유추된 연구지역 해산들의 생성시기도 이 압축응력이 작용하던 시기에 속하는 것으로 판단된다.

해산들이 울릉분지 열개 종료 후 판의 이동에 의하여 생성되었다면 현재 연구된 제 3 기의 북동아시아의 고지자기 극이 이동되어야 하고 또한 태평양판이 유라시아판에 섭입됨으로 인하여 판의 이동을 가로막는 지지대역할을 하므로 동해의 열개 종료 후 판의 이동 가능성은 적을 것으로 사료된다(Lee *et al.*, 1997; Jolivet and Tamaki, 1992; Tamaki *et al.*, 1992). 본 연구결

과에서 해산들의 생성연대가 동쪽에서 서쪽으로 순차적으로 생성되었다고 유추되지만 이 유추된 생성연대만을 가지고 열점의 이동에 의한 해산들의 생성 가능성을 주장하기는 미흡하다. 위의 가능성보다는 해산열 생성의 또 다른 가능성인 균열대와 화산활동과의 연관성이 더 적합할 것으로 판단된다(Bryan and Cherkis, 1995; Sager and Keating, 1984). 그러나 본 결과는 여러 가지 가정들이 포함되어 있어 이 결과만을 가지고 그 생성원인을 정확히 판단하기에는 어려움이 따른다.

본 연구는 직접적인 방법인 암석의 연대측정의 결과가 아니라 중력 및 자력에 의한 여러 가지 가정이 포함된 간접적인 결과이므로 독도해산들이 완전히 불규칙한 화산활동에 의하여 생성되었다면 해산들의 선후관계 및 생성연대를 정확히 예측하기는 어려울 것으로 판단된다. 향후 해산들의 암석시료채취에 의한 직접적인 연대측정과 암석학적 분석을 통한 화산활동의 연구 등이 수반된다면 이러한 가정 및 유추들에 의한 결과 비교 및 향상을 도모할 수 있을 것으로 판단된다.

5. 결 론

울릉분지의 열개시부터 열개가 종료될 때까지는 울릉분지에는 인장력이 주된 응력을 이루고 있었고 열개가 종료된 후 응력이 안정된 시기(응력의 변환기)동안에는 힘의 균형에 의해 지각에 균열이 생기지 않아 마그마의 분출이 어려워 화산활동이 힘들었을 것으로 사료된다. 이 시기가 지난 후 응력이 압축력으로 변하면서 안정된 힘의 균형이 깨져 지각의 균열이 생기고 그 균열로 마그마가 분출되어 울릉분지 북동부의 해산들이 생성되었다고 판단된다. 압축력의 시기는 인장력의 시기에 비해 마그마 상승이 힘들기 때문에 spreading center를 통한 대규모의 상승보다는 균열을 통한 소규모의 상승이 더 수월하게 이루어졌으리라 생각된다. 울릉분지의 spreading center를 통해 분출되던 맨틀마그마가 동해의 생성 후 응력이 안정된 시기에 지각 밑에 존재하다가 그 후 압축력 시기의 화산활동에 의해 분출되면서 독도해산들이 생성되었다고 예상되며 이사부해산이 가장 먼저 생성되고 독도가 가장 후기에 생성되었다고 판단된다.

사 사

본 연구는 해양수산부 과제인 “독도의 지속가능한 이용연구(PM 40200)” 및 한국해양연구원 과제인 “북

서태평양이 한반도 주변해에 미치는 영향연구(PP 07401)” 사업의 지원하에 수행되었습니다. 이 연구를 할 수 있도록 도와주신 해양수산부 및 한국해양연구원 관계자분들께 감사드리며, 귀중한 자료를 이용할 수 있도록 도와주신 한국지질자원연구원과 국립해양조사원의 여러분들께도 감사드립니다. 또한 바쁘신 와중에도 논문을 심사해주신 심사위원님들께 진심으로 감사드립니다.

참고문헌

- Barton, C.E. (1997) International Geomagnetic Reference Field: The Seventh Generation. *J. Geomag. Geoelectr.* 49, p. 123-148.
- Blakely, R.J., and Christiansen, R.L. (1978) The magnetization of Mount Shasta and implication for virtual geomagnetic poles determined from seamounts. *Jour. Geophys. Res.*, 83, B12, p. 5971-5978.
- Bretstein, Y.S. (1988) Magnetic properties of Late Cretaceous-Cenozoic volcanic rocks of the Soviet Far East South. *J. Phys. Earth*, 36, p. 39-64.
- Bryan, P.C. and Cherkis, N.Z. (1995) The Bahia Seamounts: test of a hotspot model and a preliminary South American Late Cretaceous to Tertiary Apparent Polar Wander Path. *Tectonophysics*, 241, p. 317-340.
- Butler, R.F. (1992) *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications, Boston, MA, p. 157-223.
- Cande, S.C. and Kent, D.V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, p. 6093-6095.
- Choi, K.S., Kim, J.H. and Shin, Y.H. (2002) On the Isostasy and effective elastic thickness of the lithosphere in southern part of the Korean Peninsula. *Jour. Korean Geophys. Soc.*, v. 5, no. 4, p. 293- 303.
- Choi, K.S., Shin, Y.H., Won, J.H. and Ock, S.S. (2004) On the isostasy and effective elastic thickness of lithosphere in the southwestern part of the East Sea. *Jour. Geol. Soc. Korea*, v. 40, no. 2, p. 191-201.
- Clouard, V., Bonneville, A. and Gillot, P.Y. (2003) The Tarava Seamounts: a newly characterized hotspot chain on the South Pacific Superswell. *Earth and Planetary Science Letters*, 207, p. 117-130.
- Fisher, R.V. (1984) Submarine Volcanic rocks. In: Kokelaar, B. P. and Howells, M. F.(Eds.) *Maginal Basin Geology, Spec. Publs. Geol. Soc. London*, p. 5-27.
- Forsyth, D.W. (1985) Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, Vol. 90, B14, p. 12623-12632.
- Gorodnitsky, M.A. (1995) *Anomalous Magnetic Field of The World Ocean*. CRC Press, Moscow, p. 171-222.
- Han, H.C. (1993) Geophysical constraints on the origin of the Shatsky Plateau. Ph. D. Dissertation. Texas A&M University, p. 48-235.
- Harrison, C.G.A. (1971) A seamount with a nonmagnetic top. *Geophysics*, v. 36, p. 349-357.
- Harris, R.N. and Chapman, D.S. (1994) A comparison of mechanical thickness estimates from trough and seamount loading in the southeastern Gulf of Alaska. *J. Geophys. Res.*, v. 99, B5, p. 9297-9317.
- Hilderbrand, J.A. and Parker, R.L. (1987) Paleomagnetism of Cretaceous Pacific Seamounts Revisited. *J. Geophys. Res.*, v. 92, n. B12, p. 12695-12712.
- Ito, G. and Taira, A. (2000) Compensation of the Ontong Java plateau by surface and subsurface loading. *J. Geophys. Res.*, v. 105, B5, p. 11171-11183.
- Itoh, Y. (2001) A Miocene pull-apart deformation zone at the western margin of the Japan Sea back-arc basin : implication for the back-arc opening mode. *Tectonophysics*, 334, p. 235-244.
- Jolivet, L., Huchon, P., Lepichon, X., Chamot-Rooke, N. and Thomas, J.C. (1991) Arc Deformation and Marginal Basin Opening: Japan Sea as a Case Study. *J. Geophys. Res.*, v. 96, B3, p. 4367-4384.
- Jolivet, L. and Tamaki, K. (1992) Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan Arc. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 127/128, Part 2, p. 1311-1331.
- Kaneoka, I., Notsu, K., Takigami, Y., Fujioka, K. and Sakai, H. (1990) Constraints on the evolution of the Japan Sea based on 40Ar-39Ar ages and Sr isotopic ratios for volcanic rocks of the Yamato Seamount Chain in the Japan Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97, p. 211-225.
- Kang, M.H. (2000) Geological and geophysical characteristics of seamounts around Dok Is. and their geohistorical meaning. Master Dissertation, Chungnam University.
- Kim, B.C. *et al.* (2006) A study on ground stability due to the fractures of Dokdo. *Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources*, p. 91-101.
- Kim, C.H. (2000) A study on the subsurface geologic structure around the Dok island by using geophysical data. Master Dissertation, Yonsei University, p. 1-83.
- Kim, C.H., Park, C.H., Min K.D., Han H.C., Kwon M.S., Shim, J.S., Choi, S.H. and Oh, S.B. (2002) A Study on the Structure and Origin of the Dokdo and it's Surroundings in the East Sea (Japan Sea) Using Magnetic Anomalies. *Ocean and Polar Research*, v. 24(4), p. 491-500.
- Kim, H.J., Park, C.H., Hong, J.K., Jou, H.T., Chung, T.W., Zhigulef, V. and Anosov, G.I. (1994) A seismic experiment in the Ulleung Basin (Tsushima Basin), southwestern Japan Sea (East Sea of Korea). *Geophys. Res. Lett.*, 21, p. 1975-1978.
- Kim, I.S. (1992) Origin and Tectonic Evolution of the East Sea(Sea of Japan) and the Yangsan Fault System: A New Synthetic Interpretation. *Jour. Geol. Soc. Korea*, 28, p. 84-109.
- Kim, W.K., Kim, C.H., Park, C.H., Han, H.C., Kwon, M.S., Min, K.D., Kim, B.S. and Choi, Y.S. (2000) Structural Implication of Gravity Anomalies around Dok Island and its Surrounding Seamounts in the East Sea. *Econ. Environ. Geol.*, v. 33, n. 6, p. 537-545.
- Kruse, S.E., Liu, Z.J., Naar, D.R. and Duncan, R.A. (1997) Effective elastic thickness of the lithosphere along

- the Easter Seamount Chain. *J. Geophys. Res.*, v. 102, B12, p. 27305-27317.
- Lee, G.H., Kim, H.J., Suh, M.C. and Hong, J.K. (1999) Crustal Structure, Volcanism and Opening mode of the Ulleung Basin, East Sea(Sea of Japan). *Tectonophysics*, 308, p. 503-525.
- Lee, Y.S., Nishimura, S. and Min, K.D. (1997) Paleomagnetotectonics of East Asia in the Proto-Tethys Ocean. *Tectonophysics*, 270, p. 157-166.
- Marzocchi, W. and Mulargia, F. (1993) Patterns of Hot Spot Volcanism, *J. Geophys. Res.*, v. 98, n. B8, p. 14029-14039.
- McElhinny, M.W. (1973) *Paleomagnetism and plate tectonics*. Cambridge Univ., Press.
- McNutt, M.K., Caress, D.W., Reynolds, J., Jordahl, K.A. and Duncan, R.A. (1997) Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral island. *Nature*, v. 389, p. 479-482.
- Merrill, R.T. and McElhinny, M.W. (1983) *The Earth's Magnetic Field; Its History, Origin, and Planetary Perspective*. Academic Press, London, pp. 40.
- Molnar, P. and Stock, J. (1987) Relative motions of hotspots in the Pacific, Atlantic and Indian ocean since late Cretaceous time, *Nature*, 327, p. 587-591.
- Morgan, W.J. (1962) Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Ocean, *The Sea, Ideas and Observation on Progress in the study of the seas*, Ed. M. N. Hill, John Wiley & Sons, v. 3, p. 443-487.
- Moritz, H. (1992) Geodetic Reference System 1980. *Bull. Geod.*, 66(2), p. 187-192.
- Nettleton, L.L. (1962) Gravity and magnetics for geologists and geophysicists. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, v. 48, p. 1815-1838.
- Park, C.H. (1998) Crustal structure and evolution of the Ulleung Basin in the east sea of Korea(the Japan Sea) by deep penetrating seismic refraction, reflection, and potential field data, Ph. D. Dissertation, Chiba University, p. 10-217.
- Parker, R.L., Shure L. and Hilderbrand, J.A. (1987) The application of inverse theory to seamount magnetism. *Reviews of Geophysics*, v. 25, n. 1, p. 17-40.
- Parker, R.L. (1988) A statistical theory of seamount magnetism. *J. Geophys. Res.*, 93, p. 3105-3115.
- Parsons, B. and Sclater, J.G. (1977) An analysis of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, p. 803-827.
- Plouff, D. (1976) Gravity and Magnetic Fields of Polygonal and Application to Magnetic Terrain Corrections, *Geophysics*, v. 41, n. 4, p. 727-741.
- Richards, M.C., Vacquier, V. and Van Voorhis, G.D. (1967) Calculation of the Magnetization of Uplifts from Combining Topographic and Magnetic Surveys, *Geophysics*, v. 32, p. 678-707.
- Sager, W.W. (1984) Paleomagnetism of Abbott Seamount and implication for the latitudinal shift of the Hawaiian hot spot. *J. Geophys. Res.*, v. 89, n. B7, p. 6271-6284.
- Sager, W.W. and Keating, B.H. (1984) Paleomagnetism of Line Islands Seamounts: Evidence for Late Cretaceous and Early Tertiary Volcanism. *J. Geophys. Res.*, 89, B13, p. 11135-11151.
- Sager, W.W., Duncan, R.A. and Handschumacher, D.W. (1993) Paleomagnetism of the Japanese and Marcus-Wake Seamounts, western Pacific Ocean. In: M.S. Pringle(ed.), Sager, W.W., Sliter, W.V. and Stein, S. *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism*. Am. Geophys. Union, Washington, DC, p. 401-435.
- Sager, W.W. and Koppers, A.A.P. (2000) Late Cretaceous polar wander of the Pacific Plate: evidence of a true polar wander event. *Science*, v. 287, p. 455-459.
- Sager W.W., Lamarche, A.J. and Kopp, C. (2005) Paleomagnetic modeling of seamounts near the Hawaiian-Emperor bend. *Tectonophysics*, 405, p. 317-329.
- Shure, L. (1983) *Modern mathematical methods in geomagnetism*. Ph. D dissertation, Univ. of Calif., San Diego, La Jolla.
- Smith, D.K. (1988) Shape analysis of pacific seamount. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, p. 457-466.
- Sohn, Y.K. and Park, K.H. (1994) Geology and Evolution of Tok Island, Korea. *Jour. Geol. Soc. Korea*, v. 30, p. 242-261.
- Song, W.O. *et al.* (2000) The study of environments and ecosystem on land and at marine surrounding Dokdo. Korea Ocean Research and Development Institute, p. 385-600.
- Stewart, J. and Watts, A.B. (1997) Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges, *J. Geophys. Res.*, 102, B3, p. 5327-5352.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J.C. and Pisciotto, K.A. (1992) Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Science Result*, 127/128(part 2), p. 1333-1348.
- Tarduno, J.A. and Cottrell, R.D. (1997) Paleomagnetic evidence for motion of the Hawaiian hotspot during formation of the Emperor Seamounts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153, p. 171-180.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohba, S. (1989) Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, 166, p. 317-329.
- Wang, S. and Liu, M. (2006) Moving hotspots or reorganized plates?, *Geology*, 34, p. 465-468.
- Watts, A.B. (1978) An Analysis of Isostasy in the world's ocean 1. Hawaiian-Emperor Seamount chain. *J. Geophys. Res.*, vol. 83, B12, p. 5989-6004.
- Watts, A.B., Bodine, J.H. and Ribe, N.M. (1980) Observation of flexure and the geological evolution of the Pacific Ocean Basin. *Nature*, vol. 283, p. 532-537.
- Watts, A.B. (2001) *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge Univ. Press, p. 45-249.
- Wessel, P. (1992) Thermal stress and the bimodal distribution of elastic thickness estimates of the oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, v. 97, B10, p. 14177-14193.
- Won, J.K. and Lee, M.W. (1984) The Volcanism and Petrology of alkali Volcanic rocks, Ulrung Island. *Jour. Geol. Soc. Korea*, v. 20, p. 296-305.
- Zheng, Z., Kono, M., Tsunakawa H., Kimura, G., Wei, Q., Zhu, X. and Hao, T. (1991) The apparent polar wander path for the North China block since the Jurassic. *Geophys. J. Int.*, 104, p. 29-40.