The Journal of the Korean Society of Oceanography
Vol. 29, No. 4, pp. 383-391, December 1994

GEOSAT 인공위성 해면고도 관측자료를 이용한 한반도 주변해역에서의 중력이상의 결정

양철수[1] · 최광선[2] · 석봉출[1]
[1]한국해양연구소
[2]부산대학교 지구과학교육과

Determination of Marine Gravity anomaly Around the Korean Peninsula from GEOSAT Satellite Altimeter Measurements

CHUL-SOO YANG[1], KWANG-SUN CHOI[2] AND BONG-CHOOL SUK[1]
[1]*Korea Ocean Research and Development Institute*
[2]*Department of Earth Sciences, Pusan National University*

해면고도계 인공위성에 의하여 지오이드의 형상에 직접 관련된 양질의 관측자료가 대량으로 수집되고 있다는 점에 주목하여 이를 이용한 중력이상, 지오이드 기복의 변환관계를 논하였다. 또한, 실제문제로서, 해상중력장의 연구에 있어 활용이 기대되는 해면고도 관측자료를 중력이상으로 변환하고 선상측정치를 위주로 하는 기존자료와 비교하였다. 해면고도로서는 2년간의 GEOSAT 관측자료를 이용하였다. 지오이드-중력이상의 변환은 Fast Fourier Transform을 이용하였으며 정밀성을 기하기 위하여 관측치로부터 범지구중력모델에 의한 추정치를 remove-restore 하는 방법을 채용하였다. 해면고도로부터 구한 계산치와 기존자료와의 차이는 10 mgal 정도로서, 선상중력 관측치의 정밀도와 비교할 만한 수준으로 나타났다.

Sea surface height, geoidal undulation, and gravity anomaly derived from satellite altimeter measurements are described. Assuming mean sea surface height (MSSH) as geoidal undulation, MSSH was converted to gravity anomaly. The result shows that the gravity anomaly derived from satellite altimeter data can be mapped to an accuracy of the surface ship gravity measurements. The data used for the conversion is the two-year mean sea surface height obtained from GEOSAT Exact Repeat Mission. The conversion was carried out using fast Fourier transform with plane approximation. In this process, the so called remove-restore method was employed.

서 론

육상의 경우 GPS(global positioning system), 해상의 경우 해면고도계 인공위성(altimetry satellite)에 의하여, 지오이드의 기복에 직접 관련된 관측자료가 많아지고 있다. 이에 따라 지오이드의 기복을 이용하는 중력이상, 연직선편차 등의 결정에 관한 구체적인 연구의 필요성이 커지고 있다.

해상중력의 연구에는, 종래의 경우, 해상에서 직접 관측한 중력자료가 주로 이용되어 왔으나, 1970년대 후반부터 해면고도계 인공위성에 의한 관측자료가 실용적인 정밀도로서 수집가능하게 됨에 따라 이를 이용하는 연구가 매우 활발해지고 있다. Balmino et al.(1987), Haxby(1987), Segawa and Matsumoto (1987) 등은 비교적 초기 단계의 GEOS-3, SEASAT 등에 의한 관측자료로부터, 그리고, McAdoo(1990), Sandwell et al.(1990) 등은 다음 단계의 GEOSAT 관측자료로부터 전세계 해양의 지오이드 기복, 연

직선편차, 중력이상 등을 논하였다. 한편, Fukuda (1989) 등은 지표 및 해상에서의 중력관측자료 뿐만 아니라 해면고도 관측자료를 함께 이용하여 특정지역의 중력장의 정밀결정을 시도하였다.

해면고도라 함은 지구타원체면으로부터 해면까지의 거리로서 지오이드면에 근접하는 관측량이다. 지오이드는 지구타원체면에 근접하는 실제 지구의 등포텐샬면으로서, 기본적으로 중력이상과 동일한 성격의 물리량이다. 즉, 중력이상과 지오이드라고 하는 두가지 물리량은 측지학적 경계조건을 만족하는 이론식에 의해 상호변환이 가능하다(Heiskanen and Moritz, 1967). 이들은 상호 보완작용을 하여 더욱 정확한 지오이드 또는 중력이상의 정량화를 가능케 한다(최광선 등, 1994).

그런데, 중력 관측자료의 정밀도가, 육상의 경우 0.1 mgal에 이르고 있으나, 해상의 경우, 여러가지 복합적인 요인에 의해 그 오차가 10 mgal에 달하고 있다. 게다가, 한반도 주변해역의 경우, 해상중력 관측자료의 대부분은 지리적으로 일본에 가까운 해역에 주로 분포하며, 특히 서남해의 경우에는 이용가능한 관측자료가 전무한 실정에 있다. 이에 반하여, 인공위성에 의한 해면고도 자료는 관측밀도 및 정확도에 문제가 없지는 않으나 한반도 주변 전해역에 걸친 자료가 축적되고 있다.

장기간에 걸친 해면고도 관측자료의 평균치, 즉 평균해면고도는 대부분의 해역에서 지오이드에 매우 근접한다. 따라서, 해면고도 관측자료가 선상중력 관측자료의 절대량이 부족한 한반도 주변해역의 중력이상 또는 지오이드면의 정밀결정 등에 중요한 역할을 할 것으로 기대된다. 이와 더불어, 보다 정확한 범지구중력모델이 개발되고, 이용가능하다는 점은 광역의 중력장의 정밀결정을 위해서도 매우 고무적이라 하겠다. 본 연구는, 지오이드-중력이상 상호간의 변환을 실제문제에 적용하여, 광범위한 해역에 걸쳐 해상중력의 정밀도와 분해능에 있어 선상중력 관측자료에 필적할 만한 결과를 구함으로써, 해면고도 관측자료가 해상중력장의 연구에 매우 유효한 수단임을 밝히고 있다.

해면고도 관측자료

해면고도계 인공위성은 양적으로는 전세계의 해역을 균일하게, 질적으로는 해면고도라고 하는 새로운 관측량을 제공하고 있다. 여기서 해면고도라 함은 지구타원체면으로부터 실제 해면까지의 거리로서 지오이드에 근접하는 물리량이며, 종래의 관측수단으로는 직접 측정이 매우 어려웠던 관측량이었다.

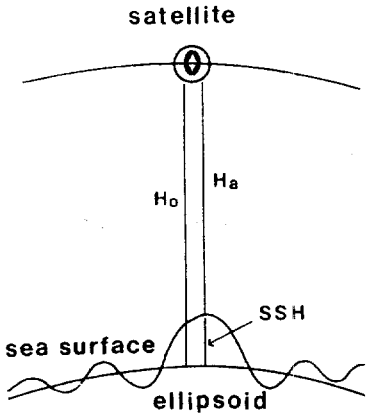

Fig. 1. Sea surface height derived from satellite altimeter measurement. Sea surface height (SSH) is defined as the height from the ellisoidal surface to the sea surface. H_o is orbit height from the Earth ellipsoid to the satellite, and H_a height from sea surface to the satellite.

해면고도의 관측은 Fig. 1에서 보는 바와 같이, 궤도상에서, 인공위성에 탑재한 고도계(radar altimeter)로부터 해면에 수직인 방향으로 radar pulse를 발사하여 해면으로 부터의 반사시간을 측정함으써 해면으로부터 인공위성까지의 거리 H_a를 구한다. 이와 더불어, 인공위성의 위치정보에 의하여 지구타원체면으로부터 인공위성까지의 거리 H_o를 결정함으로써 해면고도 SSH(sea surface height)는 다음과 같이 주어진다.

$$SSH = H_o - H_a + H_c \quad (1)$$

여기서 H_c는 대기층, 전리층 등에 의한 radar pulse의 시간지연, 태양 및 달에 의한 조석, 대기압의 차이 등에 기인하는 각종 보정항을 나타낸다(Cheney et al., 1987).

레이다 고도계의 관측 정밀도는 위성의 고도 약 800 km로부터 GEOS-3(1975-1978)의 경우 50 cm, 그리고 SEASAT(1978), GEOSAT(1985-1989)에서는 10 cm 정도로 크게 향상되었다. 이에 비하여 인공

위성 궤도결정의 정밀도는 비교적 불확실성이 많이 내포되어 있는 편이다. 그러나, 위성의 궤도오차에 있어서도, 비교적 초보단계인 GEOS-3의 경우 10 m 이상에 달한 것과 비교하여, GEOSAT 단계에 이르러서는 50 cm 정도로 비약적인 향상을 이룩하였다. 여기에는 무엇보다도 지구중력모델의 정밀도 향상이 크게 기여하였으며, 이는 해면의 기복이 지오이드에 근접한다는 점에서 기존의 인공위성에 의한 성과, 즉, 중력정보의 증가가 궤도 예측의 정밀도를 향상시킴으로써 서로 상승효과를 가져오고 있기 때문이다.

Eq. (1)에서 보는 바와 같이 위성의 궤도오차는 해면고도의 오차에 직접적인 영향을 미친다. 그러나, 인공위성의 궤도오차는 수천 km 이상의 장파장의 오차가 주종을 이룬다는 점에서 비교적 간단한 방법으로 보정이 가능하다. 실제로 GEOSAT의 경우, 궤도교점에서의 관측치의 차이 등을 최소로 하는 수법에 의하여 해면고도의 총체적인 오차는 10 cm에 불과할 정도의 정밀도로서 이용가능한 수준에 와 있다(Yang, 1992).

그런데 평균해면고도(mean sea surface height)는 지오이드와 약간의 차이가 있다. 해양대순환을 특징지우는 지형류(geostrophic current)의 분포는 평균해면고도와 관련하여 지오이드면으로부터의 기복으로 나타난다. 지형류에 의한 해면의 기복을 해면지형(sea surface topography)이라 하는데, 이는 육상에서와 마찬가지로, 지형요소의 하나인 표고가 지오이드면을 기준으로 삼고 있기 때문이다. 해면지형의 고저는 Kuroshio, Gulf Stream 등 강한 해류가 상존하고 있는 해역에서 폭 100 km에 걸쳐 약 1 m 정도의 기복을 보이는 것으로 알려져 있다(Levitus, 1982).

해양학적 연구에서의 해면지형의 중요성은 별도로 하고, 기본적으로, 지오이드의 기복 또는 중력이상 등의 결정에 관련한 측지학적 연구에서는 평균해면고도에 포함된 해면지형이 노이즈로 취급되어야 할 부분이라고 할 수 있다. 그런데 해면지형의 정량화는 아직껏 미완성에 있다. 이러한 점에서, 평균해면고도를 지오이드로 간주하여 이를 중력이상으로 변환할 경우 해면지형의 고저가 중력이상의 결정에 미치는 영향을 평가할 필요가 있다. 그러나, 지오이드의 기복이 수십 m로서 평균해면고도의 대부분을

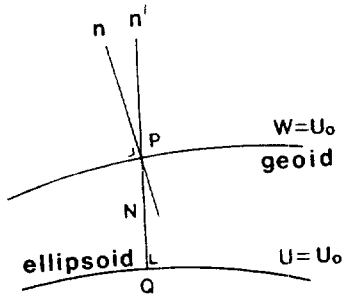

Fig. 2. Geometrical representation of the geoid (N), plumb line (n), and the vertical (n'). Geoid height is defined as the height from the Earth ellisoid to the geoid.

지오이드가 차지하고 있음을 감안하여, 본 연구에서는, 평균해면고도를 지오이드와 동일시하여 논의키로 한다.

지오이드와 중력이상

지구타원체의 정규중력포텐샬을 U, 실제지구의 중력포텐샬을 W라 하자. Fig. 2에서와 같이 타원체면상에서 $U=U_0$, 지오이드면상에서 $W=W_O$라 할 경우, 지오이드의 정의에 의해 $W=U_O$이다. 지오이드면상의 P점에서는 W_p와 U_p는 다르다. 이 양자간의 차이를 disturbing potential이라 하고

$$T_P=W_P-U_P \tag{2}$$

로 표시한다. 선분 $\overline{PQ}=N$는 지오이드 높이이다. 그림에서, P점을 통하여 지오이드면에 세운 연직선의 방향을 n, 타원체면의 Q점을 통하는 수직선의 방향을 n'이라 하면,

$$T_P=W_P-U_Q-N\frac{\partial U_Q}{\partial n'} \tag{3}$$

의 관계가 성립한다. 그런데, $W_p=U_Q=U_O$이고 $-\partial U_Q/\partial n'=\gamma_Q$이므로, 앞의 식으로부터 지오이드의 기복 N과 disturbing potential T_P의 관계가 다음과 같이 구해진다(Bruns' formula).

$$N=T_P/\gamma_Q \tag{4}$$

여기서 γ_Q는 타원체의 정규중력이다. 한편, P점에서의 중력은 $\partial W_P/\partial n=-g_P$이며, $\Delta g_P=g_P-\gamma_Q$라 하면,

$$\Delta g_P = -\frac{\partial T_P}{\partial n} + \frac{T_P}{\gamma_Q}\frac{\partial \gamma_Q}{\partial n} \quad (5)$$

의 관계가 성립한다. 정의에 의해 Δg_P는 중력이상(gravity anomaly)을 나타낸다. 한편, 위식에서는 n과 n'을 구별치 않고 있다. 실제로, n과 n'의 차이, 즉, 연직선편차와 수직선편차의 차이는 극히 작으므로 이들을 동일시하여도 문제가 되지 않는다.

Eq. (5)의 γ_Q와 $\partial\gamma_Q/\partial n$는 이론식으로 계산되는 양이다. 따라서, Eq. (5)는 P점, 즉, 지오이드면에서의 중력이상으로부터 미지량 T_P를 구하는 식으로서 물리측지학의 기본방정식이다(Molodensky et al., 1962). 단지, Eq. (5)를 풀 때에는, 부가적으로, 지오이드면의 외부에서는 T_P가 조화적이라는 점에서 Laplace 방정식 $\nabla^2 T=0$을 만족시킨다는 것을 전제로 하고 있다. T_P가 구해지면 Eq. (4)에 의해 지오이드의 기복 N이 결정된다.

지구타원체를 구로 근사할 경우에는, $\gamma=GM/r^2$이고, $\partial/\partial n=\partial/\partial r$이므로 Eq. (5)는

$$\frac{\partial T}{\partial r}+\frac{2T}{R}+\Delta g=0 \quad (6)$$

로 된다. 여기서 R은 지구의 평균반경이다. Eq. (6)의 T에 관한 해는 중력이상 Δg의 구면적분으로 주어지며(Stokes' integral), Eq. (4) 에 의해 지오이드의 기복 N이 다음 식으로 표현된다.

$$N=\frac{T}{\gamma}=\frac{R}{4\pi\gamma}\iint_\sigma \Delta g\ S(\psi)d\sigma \quad (7)$$

여기서, $d\sigma$는 구면상의 면적요소, ψ는 계산점으로부터 $d\sigma$까지의 각거리이며, $S(\psi)$는 Stokes 함수로서 다음과 같다(Heiskanen and Moritz, 1967).

$$S(\psi)=1+\operatorname{cosec}\frac{\psi}{2}-6\sin\frac{\psi}{2}-5\cos\psi -3\cos\psi\ \log\left(\sin\frac{\psi}{2}+\sin^2\frac{\psi}{2}\right) \quad (8)$$

Plane Approximation

Stokes 적분은 구면상에서 주어지며, 이상적으로는 전지구에 걸쳐 수행되어야 한다. 그러나 중력관측자료가 지역적으로 편중되어 있고 자료의 질에 있어서도 많은 차이가 있다. 이 때문에 실제 계산은 한정된 범위에 국한하여 수행하는 것이 보통이다. 수백 km 이내의 비교적 좁은 지역을 대상으로 미세지오이드 또는 지오이드의 상대적인 기복에 중점을 두고자 한다면 Eq. (8)을 대신하여 $S(\psi)\doteq 2/\psi=2R/s$인 근사식으로부터, Eq. (7)의 구면적분을 직교좌표계에서 다음의 평면근사식으로 표현할 수 있다.

$$N(x_p, y_p)=\frac{1}{2\pi\gamma}\iint_s \frac{\Delta g(x, y)}{s}dxdy \quad (9)$$

여기서 $s=R\psi=[(x-x_p)^2+(y-y_p)^2]^{1/2}$로서 계산점 (x_p, y_p)으로부터 관측량 $\Delta g(x, y)$까지의 거리를 나타낸다. Convolution을 이용하면 Eq. (9)는

$$N(x, y)=\frac{1}{2\pi\gamma}\Delta g(x, y)*l(x, y) \quad (10)$$

로 표현된다. 여기서 $l(x, y)=s^{-1}$이다. 또, convolution과 Fourier 변환의 호환성에 의하여 Eq. (10)은 다음의 식으로 표현가능하다.

$$F[N]=\frac{1}{2\pi\gamma k}F[\Delta g] \quad (11)$$

여기서 F는 Fourier transform 을 나타내며 $k=1/F[l(x, y)]$로서, 다음과 같이

$$k=[(n/L_x)^2+(m/L_y)^2]^{1/2} \quad (12)$$

정수 n, m에 대응하는 2차원 평면에서의 공간주파수를 나타낸다. Eq. (11)에 의하여, 역으로, 지오이드의 기복 N으로부터 중력이상을 구하고자 할 경우에는 다음 식을 이용하면 된다.

$$\Delta g=2\pi\gamma F^{-1}[kF(N)] \quad (13)$$

실제 계산에서는, 지오이드 높이 N의 Fourier 변환은 Fast Fourier Tranform(FFT)에 의하여 능률적으로 구할 수 있다. 다음, N의 Fourier 계수에다 공간주파수 k를 곱한 결과를 역 FFT 로서 구하고 정규중력을 곱함으로써 중력이상을 구할 수 있다. Eq. (13) 에서 보는 바와 같이 중력이상과 지오이드는 수학적으로는 호환성이 있다고 하겠으나 나름데로의 성격에 차이가 난다. 즉, 중력이상의 경우는

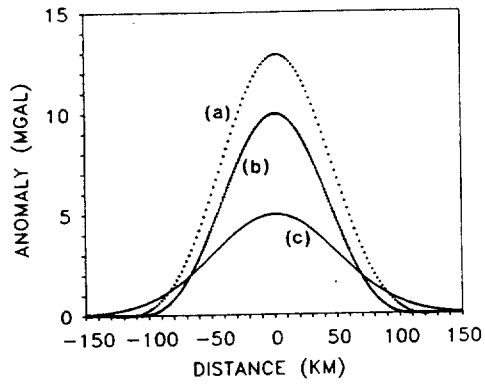

Fig. 3. Gravity anomaly and geoidal undulation. (a) and (b) denote the gravity anomaly (mgal) converted from the assumed geoidal undulations of one- and two-dimensional Gaussian functions, respectively. (c) is the geoidal undulation plotted along the x-axis (y=0). The vertical scale of the undulation is smaller by 1/10 times (unit in 0.1 m).

지오이드와 비교하여 단파장의 기여가 강조되어 나타난다.

Fig. 3은 지오이드의 기복을 Gauss 함수꼴로 가정할 경우 이에 상응하는 중력이상을 나타낸다. 그림의 (a), (b)는 각각, 지오이드의 1차원적 기복

$$N(x)=N_0 \exp(-x^2/2\sigma^2)$$

및 2차원적 기복

$$N(x, y)=N_0 \exp[(-x^2-y^2)/2\sigma^2)]$$

에 상응하는 중력이상의 계산치이다. (c)는 x축을 따라 그린 지오이드의 기복 N을 나타낸다. 앞식의 실제값으로 $N_0=0.5$ m, $\sigma=50$ km로 둔 것은 해양의 동적운동과 관련한 지형류 또는 와동류 등에 의한 해면의 기복이 중력이상의 결정에 미치는 영향을 정량적으로 보여주기 위함이다. 그림에서 (c)의 단위는 m이며 최대치는 x=0에서 0.5 m이다. 한편, Eq. (13)에서 파장이 λ_m인 단성분의 지오이드 만을 고려하면

$$\Delta g=\frac{2\sqrt{2}\pi\gamma}{\lambda_m}N \qquad (14)$$

으로 표현된다. 1차원의 경우는, Eq. (14)와 비교하여 $\sqrt{2}$배 작다. 이것이 그림에서 보는 진폭의 차이를 설명한다.

Remove-Restore Method

지오이드가 지구타원체면을 기준으로 하는 수직상방의 거리라는 점을 고려하면 평면이라는 가정하에서 유도된 Eq. (11) 또는 Eq. (13)을 적용시키는 데에는 비교적 좁은 지역을 대상으로 하는 계산에 국한될 수 밖에 없다는 점에서 원방지역의 영향을 포함하는 계산이 문제가 된다. 그러나, 국소지역의 지오이드, 중력이상을 결정함에 있어 범지구중력모델에 의한 추정치를 이용함으로써 상기 원인에 의한 오차를 크게 감소시킬 수 있다. 즉, 지오이드 N 또는 중력이상 Δg를 다음과 같이 범지구중력모델에 의한 추정치 N_{ref}, Δg_{ref}와 나머지 잔차성분 ΔN , $\Delta g'$으로 분리하여 생각하자.

$$N=N_{ref}+\Delta N \qquad (15)$$

$$\Delta g=\Delta g_{ref}+\Delta g' \qquad (16)$$

여기서, N_{ref}, Δg_{ref}는 광역장의 추정치로 작용한다. 즉, 국소지역의 지오이드 결정의 경우, 잔차의 중력이상 $\Delta g'$으로부터 ΔN을 구하여 이를 추정치 N_{ref}에 더해 주는 방법을 채택한다면 원방 관측자료의 결손 및 불균질성 등에서 기인하는 오차를 무시할 만한 수준으로 줄일 수 있는 잇점이 있다. 역으로, 지오이드로부터 중력이상을 구하는 문제의 경우도 마찬가지이다. 그리하여 본 연구에서는 국소지역의 중력이상, 지오이드의 결정에 이른바 remove-restore method를 채택키로 한다.

범지구중력모델(global geopotential model)은 인공위성의 궤도해석 자료를 바탕으로 지표 및 해상에서의 중력관측자료 등을 추가로 활용하는 방법에 의하여 정밀도와 분해능에 있어 지속적인 향상이 이루어지고 있다. Disturbing potential T의 계산은 Eq. (2)에서 보는 바와 같이 범지구중력모델에 의한 실제지구의 중력포텐샬로부터 정규중력포텐샬을 제거한 것으로, 다음의 구함수 전개식으로 표현된다.

$$T(r, \phi, \lambda)=\frac{GM}{r}\sum_{l=2}^{L}\sum_{m=0}^{l}\left(\frac{a}{r}\right)^l P_{lm}(\sin\phi)$$
$$P_{lm}(\sin\phi)[(C_{lm}\cos m\lambda+S_{lm}\sin m\lambda)] \qquad (17)$$

여기서, r, ϕ, λ는 계산점의 지심좌표, GM은 지심인력상수(geocentric gravitational constant), a는 적

도반경이다. C_{lm}, S_{lm}은 degree가 l이고 order가 m인 계수로서 범지구중력모델의 포텐샬계수와 이에 대응하는 정규중력포텐샬계수와의 차이를 나타낸다. 또, P_{lm}은 degree가 l이고 order가 m인 Legendre 부함수이다. 일반적으로, C_{lm}, S_{lm} 및 P_{lm}은 완전정규화(fully normalized)한 값으로 주어진다.

지오이드의 계산은 Eq. (4)의 Bruns' formula에 의해 구해지며, 정규중력 γ는 타원체 parameter, 즉, GM, a, 자전각속도 ω, 편평률 등으로 계산하면 된다. 한편, 임의의 지점에서의 지심위도 ϕ와 측지위도 φ와의 관계는 $\tan\phi=(b/a)^2\tan\varphi$로 표현된다. 또, 타원체상의 r과 지심위도 ϕ와의 관계는 $r=b/\sqrt{1-e^2\cos^2\phi}$로 주어진다. 여기서 b는 극반경이며, e는 이심율(eccentricity)이다. 중력이상의 계산은 Eq. (6)에 의해

$$\Delta g(r,\ \phi,\ \lambda)=\frac{GM}{r^2}\sum_{l=2}^{L}\sum_{m=0}^{l}(l-1)\left(\frac{a}{r}\right)^l$$

$$[(C_{lm}\cos m\lambda+S_{lm}\sin m\lambda)]\ P_{lm}(\sin\phi) \quad (18)$$

로 표현된다. 한편, 현재까지 공개된 가장 고분해능의 중력모델은 L=360에 이르고 있다.

이 방법에서 실제로 추정하는 것은 중력장의 단파장 성분만으로서 장파장의 중력장 또는 계산범위 이외의 영향은 사용하는 중력모델의 분해능에 의존하게 된다. GPS 관측과 수준측량, 그리고 중력관측치를 이용한 기존의 연구결과에 의하면 계산에 필요한 영역은 범지구중력모델과 관련하여 $\theta^o=180/L$이면 적당하다는 결과를 제시하고 있다(Zhao, 1989).

결과 및 토의

지오이드-중력이상의 변환에 관한 문제로서, 필리핀해로부터 류큐해구, 오키나와 트라프 등을 지나 한반도 주변의 서남해역을 잇는 측선을 택하여 계산치와 기존자료와의 비교를 수행하였다. Fig. 4는 연구해역의 해저지형과 GEOSAT 인공위성의 궤적을 나타낸다. 한반도 주변해역을 통과하는 상승궤적만을 표시하였으며, 편의상, 좌로부터 A-6, A-7 등으로 부르기로 한다. 이 중에서 A-8 및 A-10 측선을 택하여 논하기로 한다.

실제 계산에 이용한 자료는, 1) 2년간에 걸친 GEOSAT 인공위성이 관측한 해면고도의 평균치

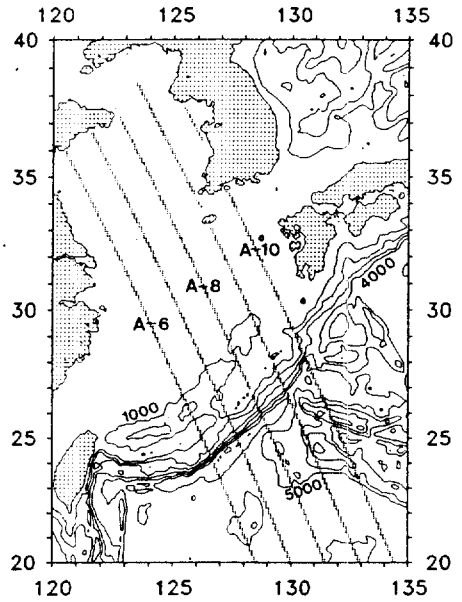

Fig. 4. GEOSAT ground track superimposed by bottom topography. Contour interval of the topography is 1000 m. Among the tracks, A-8 and A-10 are selected for further discussion.

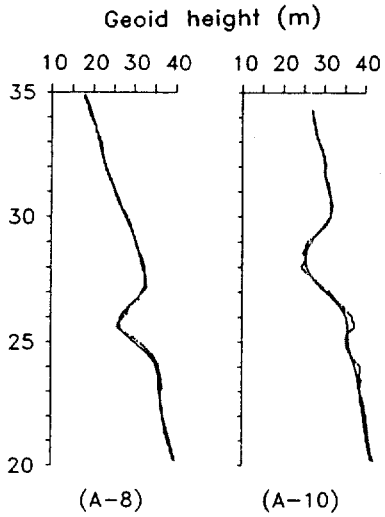

Fig. 5. Geoid height from OSU-91A geopotential model (solid line) and mean sea surface height (symbols) from the two-year GEOSAT measurements. The ordinates denote along track latitude of GEOSAT ground track.

(Yang, 1992)와 2) 최대차수가 360인 OSU-91A 범지구 중력모델(Rapp et al., 1991)이며, 3) 결과의

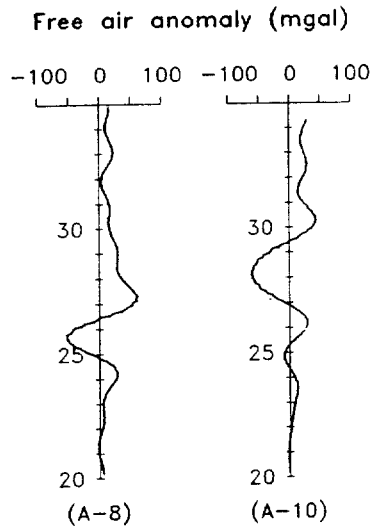

Fig. 6. Free air gravity anomaly from OSU-91A geopotential model along the GEOSAT ground track. The ordinates denote along track latitude of GEOSAT.

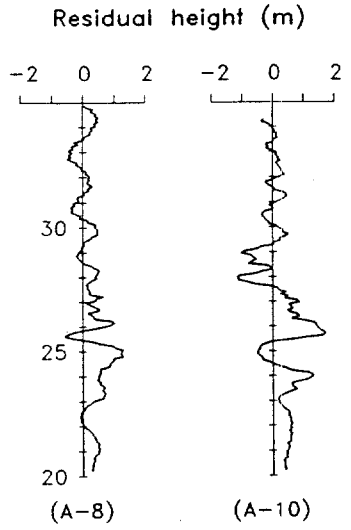

Fig. 7. Residual sea surface height referred to OSU-91A geoid height. The ordinates denote along track latitude of GEOSAT.

비교에는 동경대학 해양연구소에서 공개한 ORI-89 데이타(Fukuda, 1989)를 이용하였다. ORI-89 데이타는 기존의 선상중력 관측자료와 GEOS-3/SEASAT/GEOSAT에 의한 해면고도 관측자료를 통계적인 방법(least squares collocation)으로 처리하여 구한 것으로 오차의 크기는 선상중력 관측자료가 분포하는 해역에서 대개 5~10 mgal이다.

Fig. 5에서, 점선은 2년간(1986. 10~~1988. 10)의 평균해면고도를, 실선은 OSU-91A 범지구중력모델을 이용한 지오이드의 기복을 나타낸다. 평균해면고도란 GEOSAT 인공위성이 동일궤도를 17일 주기로 반복측정(Exact Repeat Mission)한 것으로, 그림에서는, 위성의 궤적을 따라 약 10.1 km 간격으로 분포하는 위도 5′, 경도 6′ 격자상의 평균값을 나타내고 있다. 본 연구에서 이용한 해면고도 관측자료는, 교점오차 등을 최소로 하는 처리를 한 것으로 오차의 크기는 약 10 cm이다(Yang, 1992).

Fig. 6은 OSU-91A에 의한 중력이상(free-air anomaly)을 나타낸다. 지오이드의 기복과 마찬가지로 범지구중력모델에 의한 계산은 Eq. (17)에서 L=180까지의 합을 사용하였다. L>180의 항을 생략한 것은 상대적으로 고차의 포텐샬계수의 예측오차가 크다는 점을 감안하였기 때문이다. L=180까지의 경우, 중력모델의 공간 분해능은 약 220 km로써, 중력이상의 비교적 광역적인 변화를 나타낸다.

Fig. 7은 잔차해면고도, 즉, Fig. 5에서 보인 평균해면고도와 OSU-91A 지오이드와의 차이를 나타낸다. 잔차해면고도는 단파장의 지오이드 기복을 반영하며, 따라서, Fig. 4에서 보는 바와 같이 해저지형이 급격히 변하는 해역에서 상대적으로 큰 차이를 나타낸다. 즉, 광역적인 지형변화 또는 지구심부의 밀도구조 등에 의한 영향이 제거됨으로써 국지적인 영향이 뚜렷이 나타남을 알 수 있다. 달리 말하면, 중력모델의 경우, 이의 분해능에 한계가 있으며, 따라서, 국소지역의 영향을 제대로 반영하지 못한다.

본 연구는, 특히, 해상에서 해면고도-중력이상의 관계로부터 국소지역의 상세한 중력변화를 검출하려는 것을 목표로 하고 있다. FFT를 이용하는 계산에서는, 전 계산영역에 걸쳐 등간격의 입력자료가 필요하다. 그런데, 해면고도 관측자료는, 인공위성의 궤적을 따라서는 조밀하게 분포하지만, 이웃하는 궤도간의 간격이 넓다는 문제점이 내재한다(Fig. 4). 달리 말하자면, 평균치가 존재하는 2차원 격자점간의 간격은 FFT를 이용할 경우의 샘플링 간격과 직결되므로, 격자간격을 넓게 할 경우, 단파장의 정보를 구할 수 없게 된다. 한편, 조밀한 격자 데이타로 만들기 위한 내삽과정에서는 임의성이 많아 인위적

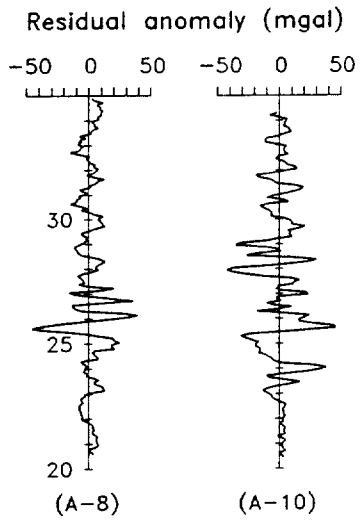

Fig. 8. Free air anomaly converted from the residual sea surface height shown in Fig. 7. The ordinates denote along track latitude of GEOSAT.

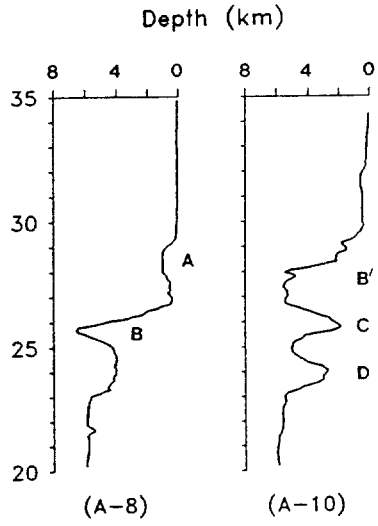

Fig. 9. Bottom topography along the Geosat ground track of A-8 and A-10, respectively. A denotes the Okinawa Trough, B and B′ the Ryukyu Trench, C the Oki-Daito Ridge. and D the Daito Ridge, respectively.

인 오차가 커진다.

그런데, 해저지형은 주로 남서방향으로 평행하게 발달해 있으며, 위성의 궤적은 이와 직교하는 경향을 보인다(Fig. 4). 이러한 점에서, 문제를 단순화하여 잔차 해면고도가 위성의 궤적을 따라 일차원적인

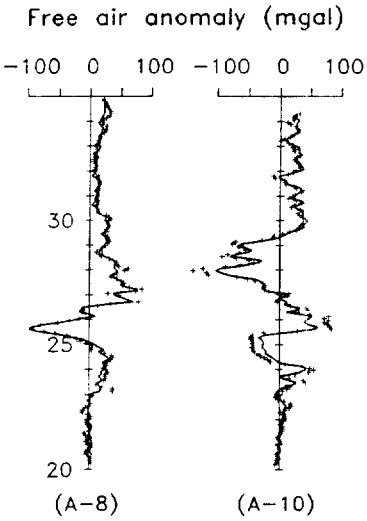

Fig. 10. Free air anomaly along the GEOSAT ground track A-8 and A-10, respectively. Symbols are the computed anomaly from the two-year mean sea surface height. Solid lines are the corresponding anomaly of ORI-89 data set.

기복을 갖는다는 가정하에서 계산한 잔차중력이상을 Fig.8 에 나타낸다. 계산영역은, $\theta_o = 180/L$의 관계로부터 동그림에서 보는 것보다 측선 양단을 최소한 1° 이상 더 길게 잡았으며, 부수적으로는, Eq. (13)의 변환과정에서 $\lambda = 32$ km 보다 짧은 단파장의 성분은 Wiener 필터를 이용하여 억제하는 등의 처리를 하였다.

마지막으로, Fig. 9에는 각 측선에 따른 해저지형을, 그리고 Fig. 10에는 중력이상의 계산치(Fig. 6과 Fig. 8의 합)와 ORI-89 데이타를 함께 표시하고 있다. 일차원적인 지오이드의 변화만을 고려한 것이지만 중력관측자료가 전혀 없는 한국 서남해의 개략적인 중력변화를 읽을 수 있게 하여 준다. 뿐만 아니라, 비교적 중력 관측자료가 풍부한 류큐해구, 오키나와 트라프 등에서 실측치와 일치하는 경향을 알 수 있다. 실제로, A-8의 경우는, ORI-89와 비교하여 약 6 mgal의 차이(RMS difference)를 보일 뿐으로, 이는 ORI-89의 오차범위와 거의 일치한다. 한편, A-10의 경우는 12 mgal의 차이가 나타났다.

A-8 측선의 경우, ORI-89 데이타와 거의 일치하는 것은 지오이드가 거의 일차원적인 기복을 하기 때문으로 보인다. 이와 같은 경향은 A-6, A-7 측선에서도 마찬가지이다. 이와 달리, A-10 측선에서 비

교적 차이가 큰 원인은, 해저지형의 이차원적인 변화에 따른 지오이드의 이차원적인 변동이 심하기 때문이다. 중력이상에의 영향은, 앞의 Fig. 3에서 보았듯이 2차원적인 기복은 1차원적인 기복과 비교하여 크며, 단성분 만을 고려할 경우에는 $\sqrt{2}$배 크다고 하였다. 뿐만 아니라, 이곳은 쿠로시오에 의한 해면지형의 영향을 무시할 수 없는 해역이다. 이러한 점까지 고려하면, Oki-Daito 해령 과 Daito 해령 그리고 류큐해구 부근에서의 비교적 큰 차이를 설명할 수 있다. 그러나 FFT를 이용한 중력이상-지오이드의 변환으로써는 오차를 정량적으로 평가할 수 없다는 문제점이 남는다.

결 론

중력이상, 지오이드, 그리고 연직선 편차 등은 수학적으로 호환성이 있다고 하겠으나 직감적으로 이해하기에 모호한 면이 있는 게 사실이다. 그러나, Fig. 7-Fig. 10은 이들 상호간의 밀접한 관계를 그대로 반영한다. 중력이상이, 특히, 해령, 해구 등 해저지형의 변화가 심한 곳에서 해저지형과의 상관관계가 높은 것은 천부 질량의 과부에 민감하기 때문이며, 이에 따라 지오이드의 기복도 비교적 급한 경사를 보인다. 중력이상은 지오이드 기복의 기울기 또는 연직선 방향의 변화에 따라 크기와 정, 부가 바뀐다. 이것이, 지오이드의 기복과 중력이상의 관계를 잇는 기본개념이다.

본 연구는, 지오이드 기복의 1차원적 가정, 해면지형의 무시 등 엄밀성이 결여된 부분이 있으나, 지오이드-중력이상의 관계로부터 해면고도 관측자료가 해상중력장의 연구에 매우 유효한 수단임을 밝히고 있다. 실제로 선상중력 관측치의 정밀도가 10 mgal에 이르고 있음을 감안하면 금번 결과가 해상중력을 이용하는 연구에 시사하는 바가 매우 크다.

감사의 글

본 연구는 국방과학연구소와 한국해양연구소의 기초연구비 지원에 의하여 수행되었음을 밝힌다.

참고문헌

최광선, 양철수, 박선미, 1994. 중력자료 해석에 의한 한반도 일원의 지오이드. 한국측지학회지, **12**: 131-139.

Balmino, G., B. Moynot, M. Sarrailh, and N. Vales, 1987. Free-air gravity anomalies over the oceans from Seasat and GEOS-3 altimeter data. EOS, **68**: 17-19.

Cheney, R.E., B.C. Douglas, R.W. Agreen, L. Milbert, D. Porter, and N.S. Doyle, 1987. GEOSAT altimeter geophysical data record user handbook. NOAA Tech. Memo. NOS NGS-46, Rockville, MD, 32 pp.

Fukuda, Y., 1989. Precise determination of local gravity field using both the satellite altimeter data and the surface gravity data. Bull. of Ocean Res. Inst., Univ. of Tokyo, 133pp.

Haxby, W.F., 1987. Gravity field of the world's oceans (map from Seasat data). Nat. Geophys. Data Ctr., NOAA, Boulder.

Heiskanen, W., and H. Moritz, 1967. Physical geodesy. W.H. Freemqn, New York, 364pp.

Levitus, S., 1982. Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Pap. 13, U.S. Dept. of Commer., Rockville, Md.

McAdoo, D.C., 1990. Gravity field of the southeast central Pacific from Geosat Exact Repeat Mission. *J. Geophys. Res.* **95**(C3): 3041-3047.

Molodenskii, M.S., V.F. Eremeev, and M.I. Yurkina, 1962. Methods for study of the external gravitational field and figure of the earth. Transl. from Russian (1960). Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations.

Rapp, R.H., Y.M. Wang, and N.K. Palvis, 1991. The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficient models. Rep. No. 410, Dept. of Geodetic Sci. and Surveying, The Ohio Univ., Columbus, Ohio, 94pp.

Sandwell, D.T., and D.C. McAdoo, 1990. High-accuracy, high-resolution gravity profiles from 2 years of the Geosat Exact Repeat Mission. *J. Geophys. Res.* **95**(C 3): 3049-3060.

Segawa, J., and T. Matsumoto, 1987. Free air gravity anomaly of the world ocean as derived from satellite altimeter data, Bull. of Ocean Res. Inst., Univ. of Tokyo, 122pp.

Yang, C.S., 1992. Global determination of sea surface height from Geosat altimetry and geodetic/oceanographic interpretations. 1992. Ph. D. thesis, Ocean Res. Inst., Univ. of Tokyo, 118pp.

Zhao, S., 1989. The computation of detailed geoids using the fast Fourier transform method. Rep. No. 400, Dept. of Geodetic Sci. and Surveying, The Ohio Univ., Columbus, Ohio, 104pp.

Accepted November 14, 1994