

이학박사 학위논문

제주도 일원의 중력이상과 지오이드

2008년 2월

부산대학교 대학원

지 구 과 학 과

이 영 철

이학박사 학위논문

제주도 일원의 중력이상과 지오이드

지도교수 최광선

2008년 2월

부산대학교 대학원

지구과학과

이영철

이영철의 이학 박사 학위 논문을 인준함

2008년 1월 8일

위원장	이 상 원	인
-----	-------	---

위 원	공 영 세	인
-----	-------	---

위 원	김 상 달	인
-----	-------	---

위 원	임 무 택	인
-----	-------	---

위 원	최 광 선	인
-----	-------	---

차 례

1. 서론	1
2. 연구 방법	6
2.1. 중력포텐셜	7
2.1.1. 중력포텐셜	7
2.2. 지오이드	10
2.2.1. 광역지오이드	10
2.2.2. 지오이드 결정 방법	12
2.3. 지오이드 정확도의 평가	15
2.4. Global Positioning System (GPS)	16
2.4.1. GPS의 구성 체계	17
2.4.2. WGS84 (World Geodetic System)	19
3. 중력 자료	21
3.1. 지구중력장모델	22
3.2. EGM96 지구중력장모델 자료	23
3.2.1. EGM96의 기본 자료	29
3.2.2. EGM96과 WGS84 타원체	30
3.3. GRACE 지구중력장모델 자료	31
3.3.1. GRACE Mission	31
3.3.2. GRACE 자료	33
3.4. Permanent Tide의 고려	39
3.5. 육상 중력 자료	40
3.5.1. 수준측량	41
3.5.2. 광파측량	42
3.5.3 TBM (Tidal Bench Mark)	44
3.5.4. 육상 중력 기본 보정	45
3.5.5. 중력보정과 중력이상	49
3.5.6. 중력 이상	55

3.6. 선상 중력 자료	58
3.6.1. 중력 자료의 점검	58
3.6.2. 절대중력 계산	58
3.6.3. 각 항차별 기조력 및 기계 변이 보정	61
3.6.4. 탐사선의 회전점 제거	62
3.6.5. GPS자료의 필터링	62
3.6.6. Eötvös 보정	62
3.6.7. 교점오차 보정	63
3.7. 해면 고도계 위성 중력 자료	68
3.8. 최종 고도이상	74
3.9. 정규고 보정	76
3.9.1. 중력 자료 해석에 의한 평균 밀도	76
3.9.2. 정규고 보정	79
3.9.3. 정규고 보정량의 계산과 고찰	86
4. 정밀지오이드 결정	91
4.1. 광역지오이드	94
4.1.1. EGM96	94
4.1.2. EIGEN-GL04C	97
4.2. 잔류지오이드	100
4.2.1. EGM96	100
4.2.2. EIGEN-GL04C	103
4.3. 정밀지오이드	106
4.3.1. EGM96	106
4.3.2. EIGEN-GL04C	108
4.3.3. 최대 차수(degree and order 360) 지오이드	110
5. 정밀지오이드 검증 및 비교	115
5.1. GPS/levelling 지오이드에 의한 검증	115
5.2. PNU95 지오이드와 비교	121
5.2.1. EGM96-120-7 지오이드와 비교	121
5.2.2. EIGEN-GL04C-140-7 지오이드와 비교	121

5.3. NORI05 지오이드와 비교	126
5.3.1. EGM96-120-7 지오이드와 비교	126
5.3.2. EIGEN-GL04C를 이용한 정밀지오이드와의 비교	129
6. 토의 및 결론	131
참고문헌	134
Abstract	141

List of Tables

Table 1.	Current block II/IIA/IIR/IIR-M satellites	18
Table 2.	Statistics of regional geoid heights and free-air anomaly values over the world computed from the EGM96 geopotential model.	24
Table 3.	Geometric and dynamic parameters for EGM96 and WGS84 ellipsoid.	30
Table 4.	Period of the gravity survey, measured points and area.	40
Table 5.	The geometry of the WGS84 ellipsoid and physical constants related to it.	54
Table 6.	Surveying schedule of the RV 'Badaro 1'	59
Table 7.	Meter drifts of each cruise.	61
Table 8.	RMS differences between shipborne gravity observations and altimetry gravity values around Jeju island.	73
Table 9.	Orthometric correction value with observed gravity. ·	88
Table 10.	Statics of regional geoid heights and free-air anomaly values in and around Jeju island computed from the geopotential model up to degree and order 120.	94
Table 11.	Statics of EIGEN-GL04C regional geoid heights and free-air anomaly values in and around Jeju island computed from the geopotential model up to degree and order 140.	97
Table 12.	Statics of residual geoid height and free-air anomaly values in and around Jeju island computed from EGM96.	100
Table 13.	Statics of residual geoid height and free-air anomaly values in and around Jeju island computed from EIGEN-GL04C.	103
Table 14.	Statics of final precise geoid height values computed from EGM96 in and around Jeju island.	106

Table 15.	Statics of final precise geoid height values computed from EIGEN-GL04C in and around Jeju island.	108
Table 16.	Statics of precise geoid height values degree and order 360 computed from EGM96 in and around Jeju island.	111
Table 17.	Statics of final precise geoid height values degree and order 360 computed from EIGEN-GL04C in and around Jeju island.	111
Table 18.	Differences between each precise geoid heights and GPS/levelling geoid heights in Jeju island.	119
Table 19.	Differences between EGM95-120-7 geoid heights and PNU95 geoid heights in and around Jeju island: The positive value means that the final precise geoid is higher than PNU95.	122
Table 20.	Differences between EIGEN-GL04C-140-6 geoid heights and PNU95 geoid heights in and around Jeju island: The positive value means that the final precise geoid is higher than PNU95.	122
Table 21.	Differences between EGM96-120-7 geoid heights and NORI05 geoid heights in and around Jeju island	126
Table 22.	Differences between final precise geoid heights using EIGEN-GL04C degree and order up to 140 and NORI05 geoid heights in and around Jeju island	129

List of Figures

Fig. 1.	Schematic diagram of the relationship among the ellip-soidal height, the geoid height and the orthometric height.	16
Fig. 2.	GPS segments (http://infohost.nmt.edu/~mreece/gps).	19
Fig. 3.	GPS orbit constellation (http://www.colorado.edu).	19
Fig. 4.	The free-air gravity anomaly map of the world computed from the EGM96 geopotential model up to degree and order 360.	25
Fig. 5.	The world geoid undulation computed from the EGM96 geopotential model up to degree and order 360 refer to WGS84 ellipsoid.	26
Fig. 6.	The free-air gravity anomaly map in and around Jeju island computed from EGM96 geopotential model up to degree and order 360.	27
Fig. 7.	The geoid undulation map in and around Jeju island computed from EGM96 geopotential model up to degree and order 360 refer to WGS84 ellipsoid.	28
Fig. 8.	Schematic map of GRACE mission.	32
Fig. 9.	GRACE mission data flow.	33
Fig. 10.	The world free-air anomaly difference map between EIGEN-GL04C geopotential model and EGM96 geopotential model up to degree and order 360.	36
Fig. 11.	The world geoid undulation difference map between EIGEN-GL04C geopotential model and EGM96 geopotential model up to degree and order 360.	36
Fig. 12.	The free-air gravity anomaly map in and around Jeju island computed from EIGEN-GL04C geopotential model up to degree and order 360.	37
Fig. 13.	The geoid undulation map in and around Jeju island computed from EIGEN-GL04C geopotential model up to degree and order 360 refer to WGS84 ellipsoid.	38
Fig. 14.	Distribution of land gravity observations in JEJU island.	

.....	41
Fig. 15. Distribution of BM(bench mark) line and levelling line.	43
Fig. 16. Distribution map of NORI(National Oceanographic Research Institute)'s TBM.	44
Fig. 17. Earth tide potential due to celestial object.	46
Fig. 18. The Bullard B correction for the curvature of the Earth away from a gravity station(GS)	53
Fig. 19. The free-air gravity anomaly map in JEJU island.	56
Fig. 20. The simple bouguer gravity anomaly map in JEJU island.	56
Fig. 21. The condensed-free air gravity anomaly map in JEJU island.	57
Fig. 22. Surveying track of the RV 'Badaro 1' in 2003.	60
Fig. 23. Free-air anomaly map of the primary data measured by RV 'Badaro 1'.	64
Fig. 24. Histogram of the cross-over points error in primary free-air anomaly.	64
Fig. 25. Free-air anomaly map after removing turning points, Kalman filtering and Eötvös correction by RV 'Badaro 1'.	65
Fig. 26. Histogram of the cross-over points error after removing turning points, Kalman filtering and Eötvös correction.	65
Fig. 27. Free-air anomaly map after cross-over correction by RV 'Badaro 1'.	66
Fig. 28. Histogram of the cross-over points error after cross-over correction.	66
Fig. 29. Free-air anomaly map combining data of the land and ship-borne gravity.	67
Fig. 30. The Sandwell and Smith(ver. 16.1) free-air gravity anomaly map in and around Jeju island.	73
Fig. 31. The final free-air gravity anomaly map combining all kinds of gravity data in and around Jeju island.	75

Fig. 32.	Mean density by Rikitake method.	78
Fig. 33.	Orthometric height and spirit levelling height.	80
Fig. 34.	Spirit levelling height and orthometric correction values of Jeju island.	87
Fig. 35.	RMS differences between GPS/levelling geoid heights and the geoid heights computed from EGM96 with different degree and various integration radius of local residual gravity anomalies.	93
Fig. 36.	RMS differences between GPS/levelling geoid heights and the geoid heights computed from EIGEN-GL04C with different degree and various integration radius of local residual gravity anomalies.	93
Fig. 37.	The free-air gravity anomaly map in and around Jeju island computed from the EGM96 geopotential model up to degree and order 120.	95
Fig. 38.	The regional geoid undulation in and around Jeju island computed from the EGM96 geopotential model up to degree and order 120.	96
Fig. 39.	The free-air gravity anomaly map in and around Jeju island computed from the EIGEN-GL04C geopotential model up to degree and order 140.	98
Fig. 40.	The regional geoid undulation in and around Jeju island computed from the EIGEN-GL04C geopotential model up to degree and order 140.	99
Fig. 41.	The residual free-air anomaly map in and around Jeju island computed from EGM96 using the remove and restore method.	101
Fig. 42.	The residual geoid undulation in and around Jeju island computed by the Stokes' integration method with a 7 km integration cap radius.	102
Fig. 43.	The residual free-air anomaly map in and around Jeju island computed from EIGEN-GL04C using the remove and restore method.	104
Fig. 44.	The residual geoid undulation in and around Jeju island	

	computed by the stokes' integration method with a 6 km integration cap radius.	105
Fig. 45.	The final Precise geoid undulation reconstructed by combining regional and residual geoid computed from EGM96 in and around Jeju island.	107
Fig. 46.	The final Precise geoid undulation reconstructed by combining regional and residual geoid computed from EIGEN-GL04C in and around Jeju island.	109
Fig. 47.	The Precise geoid undulation reconstructed by combining degree and order 360 regional and integral cap radius up to 55 km residual geoid computed from EGM96 in and around Jeju island.	112
Fig. 48.	The Precise geoid undulation reconstructed by combining degree and order 360 regional and integral cap radius up to 6 km residual geoid computed from EIGEN-GL04C in and around Jeju island.	113
Fig. 49.	The geoid height difference between EGM96 precise geoid and EIGEN-GL04C precise geoid in and around Jeju island.	114
Fig. 50.	Differences between final precise geoid heights using EGM96 and GPS/levelling geoid heights: Solid cross represented benchmark location.	117
Fig. 51.	Differences between EIGEN-GL04C geoid heights and GPS/levelling geoid heights: Solid cross represented benchmark location.	117
Fig. 52.	Differences between PNU95 geoid heights and GPS/levelling geoid heights: Solid cross represented benchmark location.	118
Fig. 53.	Differences between NORI05 geoid heights and GPS/levelling geoid heights: Solid cross represented benchmark location.	118
Fig. 54.	Histogram of geoid height differences between each precise geoid heights and GPS/levelling geoid heights in Jeju island.	120

Fig. 55.	The PNU95 geoid undulation in and around Jeju island.	123
Fig. 56.	Differences between EGM96-120-7 geoid heights and PNU95 geoid heights.	124
Fig. 57.	Differences between EIGEN-GL04C-140-6 geoid heights and PNU95 geoid heights.	125
Fig. 58.	The NORI05 geoid undulation in and around Jeju island.	127
Fig. 59.	Differences between EGM96-120-7 geoid heights and NORI05 geoid heights.	128
Fig. 60.	Differences between final precise geoid heights using EIGEN-GL04C degree and order up to 140 and NORI05 geoid heights.	130

1. 서론

뉴턴이 만유인력의 법칙을 발견한 이래로 지구 중력장과 연계된 지구의 형상에 대한 탐구는 계속 되어 왔다. 지구의 형상을 나타내는 지오이드는 굴곡을 가진 물리적인 표면이며 이는 중력 방향에 직각인 일종의 등중력포텐셜면(equi-gravity potential surface)으로 물리적인 지구의 형상을 나타낸다.

지표면에서의 중력은 지구상의 위치에 따라 다르게 나타나며 이는 지구 자전에 의한 원심력과 지구 형상의 비구형성 그리고 지구 내부 구성 물질의 밀도 차이 때문이다. 지구상에서 중력을 측정하는 목적은 크게 두 가지로 나뉜다. 하나는 지구의 형상을 연구하기 위한 목적으로 측지학(geodesy)의 분야이며 다른 하나는 지구 내부 밀도 분포의 비 균질성을 연구하는 것으로 지구물리학(geophysics)의 분야이다.

지구 형상에 관한 탐구는 Stokes(1849)가 지구 표면 중력자료를 이용하여 구좌표계에서 지오이드 높이를 계산할 수 있는 이론을 개발한 이후로는, 주로 중력자료의 분석에 의하여 행하여지고 있다. 그러나 Stokes방정식에 사용되는 Stokes함수의 수렴 속도가 매우 늦기 때문에 일부 지역의 지오이드의 연구에도 지구 전체의 중력자료를 이용하여야 하는 문제점과 계산상의 어려운 점이 있다.

지구의 중력측정은 육상에서 중력계를 이용한 측정 방법, 선상 중력계를 이용하는 측정하는 방법, 항공 중력계를 이용한 측정 방법 그리고 인공위성을 이용한 측정 방법이 있다. 세계 각국은 자국의 측지학적 및 지구물리학적 연구를 위하여 육상 중력, 선상 중력 및 항공 중력을 측정하고 있다. 그리고 각국에서는 측정된 자료를 바탕으로 측지학적 연구와 지구물리학적 연구가 활발히 진행되고 있다.

또한 Global Positioning System(GPS)의 발달과 함께 이를 이용한 측지학 분야의 연구가 활발히 진행되고 있다. 특히 GPS는 측지학과 관련하여 기존의 방법으로는 직접 수집이 극히 어려웠던 지오이드에 관련된 물리량 즉, 타원체높이를 직접 측정할 수 있다는 장점이 있다. 기존의 잘 정비된 수준

점 망이 있다면 GPS에 의한 타원체높이를 통해 지오이드를 직접 계산할 수 있다. 이에 GPS를 활용한 관측 자료는 주로 중력 이상 자료를 이용하여 지오이드의 기복 등을 연구하던 물리측지학의 전통적인 방법과 대비되며, 전 세계적으로 GPS 관측 자료에 의하여 더욱 정밀한 지오이드의 결정과 검증이 측지학 분야에서 이루어지고 있다.

우주 공간에서 인공위성을 이용하여 중력을 측정하는 방법은 해면 고도계 위성을 이용한 방법, 위성 궤도의 움직임을 정확히 계산하여 지구중력장을 측정하는 Satellite to Satellite Tracking(SST) 방법, 두 위성간의 움직임을 우주 공간에서 측정하여 중력장 계산에 이용하는 Satellite to Satellite Interferometry(SI) 와 gradiometer를 위성에 탑재한 위성을 이용하는 Spaceborne Gravity Gradiometer(SGG) 방법이 있다(NRC, 1997).

2000년 7월 CHAMP(CHAllenging Mini-satellite Payload, Reigber et al., 1999) 위성, 2002년 3월 GRACE(Gravity Recovery And Climate Experiment, Tapley et al., 2004) 위성이 발사되어 우주 공간에서 지구의 중력장을 탐사하는 임무를 수행중이다. 또한 전 세계적으로 GRACE 위성으로부터 측정된 중력자료를 이용하여 지구 표면의 유체의 질량이동에 따른 중력장의 변화, 지오이드의 변화, 지구 내부 구조의 변화 등에 대한 연구가 활발히 진행되고 있으며, CHAMP와 GRACE 위성의 자료를 이용한 지구중력장모델도 계속 갱신되고 있다. 그리고 2008년 봄에 SGG 위성인 GOCE(Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer)가 발사될 예정이며, 이의 분해능은 약 100 km의 높은 정확도로 지구중력장을 측정할 예정이다(<http://www.esa.int>).

최근 정밀 지오이드의 결정 방법은 연구 지역의 중력자료를 이용하여 단파장의 잔류 지오이드를 계산한 후, 이를 장파장의 광역 지오이드와 합성하여 정밀 지오이드를 계산하는 remove and restore 방법이다. 연구 지역의 중력자료를 이용하여 단파장의 지오이드를 계산하는 방법은 stokes' integral method, least square collection, FFT(Fast Fourier Transform) techniques 등이 있다(Tscherning, 1997, Sideris, 1997a). FFT에 의한 방법은 연구 지역 주변의 중력자료가 풍부하지 않을 경우 주로 사용된다.

최광선(1991)은 일종의 지구중력장모델인 OSU89B를 분석하여 우리나라 일원의 광역 지오이드에 대하여 연구하였으며, 최광선과 김진후(1993)는 OSU89B와 제주도 일원의 중력자료를 이용하여 제주도의 정밀 지오이드에 대하여 연구하였다. 또한 최광선 등(1994)과 Yun(1995)은 OSU91A 모델과 한반도 일원의 각종 중력 관련 자료를 이용하여 한반도 일원에서 정밀 지오이드에 대하여 연구하였다. 최재화 등(1998)은 EGM96의 최대 차수 360으로 결정한 광역 지오이드와 중력자료를 이용해 정밀 지오이드인 KGEOID를 개발하였다. Yun(1999)과 이석배(2000)는 EGM96과 육상 및 해상에 대한 7만여 지점의 중력자료를 이용해 최대 차수 360의 remove and restore 기법과 지형 보정을 통한 잔류 고도이상으로 정밀 지오이드를 개발하였다.

Choi and Lee(1997)는 수준점에서의 GPS 자료를 이용해 한반도 일원의 GPS/leveling 지오이드를 계산하여 EGM96에 의한 광역 지오이드와 비교 분석하였다. Choi et al.(1997)은 OSU91A와 한반도 일원 중력자료를 이용해 계산한 PNU95정밀 지오이드를 통해 GPS를 이용한 표고 계산의 정확성을 연구하였다. 최광선 등(2000)은 제주도 지역에 대한 PNU95정밀 지오이드를 GPS/leveling 지오이드와 비교 분석하였다. 고인세와 조진동(2000)은 GPS 측량을 위해 EGM96, OSU91A 광역 지오이드와 KGEOID의 정확도를 안동 지역에서 GPS/leveling 지오이드와 비교 분석하였다. 양철수 등(2001)은 우리나라 59개 삼각점에서 GPS 측정을 실시하고 PNU95정밀 지오이드에 의한 표고와 기존 등록 표고에 대해 비교 분석을 하였으며 이를 통해 중력자료에 의한 PNU95정밀 지오이드의 타당성을 연구하였다. 최윤수 등(2002)은 서해 중부 해역의 선상 중력자료와 EGM96을 이용해 해상에서의 정밀 지오이드에 대한 연구를 수행하였다. 원지훈(2004)은 EGM96과 제주도 인근 해역을 제외한 한반도 주변의 선상 중력자료, 육상중력자료, 수준점에서의 GPS자료, 해면 고도계 위성 자료를 이용하여 한반도 일원의 정밀 지오이드에 대한 연구를 하였다. 윤홍식과 조재명은(2005) CHAMP, GRACE 자료와 지표면 중력자료를 이용하여 개발된 EIGEN-GL01C 지구중력장모델과 EGM96 지구중력장모델을 우리나라의 320여개 수준점의 지오이드와 비교 분석하였다. 해양수산부(2005)는 EGM96과 제주도 인근 해역을 포함한 우리나라 주변의 선

상 중력 자료, 육상중력자료, 수준점에서의 GPS자료, 해면 고도계 위성 자료를 이용하여 한반도 일원의 정밀 지오이드에 대한 연구를 하였다.

우리나라의 정밀 지오이드에 대한 연구는 중력자료, GPS자료와 지구중력장 모델을 이용하여 수행된 연구이며 현재까지 가장 풍부한 중력자료를 이용한 연구는 NORIO5 지오이드(해양수산부, 2005)의 연구이다. NORIO5 지오이드(해양수산부, 2005)의 연구는 EGM96과 한반도 전체에 적합한 지오이드 계산이었고 제주도에서 사용된 수준점은 13 개 지점만 사용되었다. 제주도는 육지에서 떨어져 있는 섬으로 육지에 설치된 수준점 망과는 독립된 수준점 망으로 구성되어 있다. 따라서 제주도 지역에 대한 정밀 지오이드는 한반도 내륙에 맞는 지오이드와는 차이가 있을 것으로 예상된다. 또한 EGM96은 전 세계에서 절대오차가 보통 약 ± 1 m 이내이고(Sideris, 1997b), 위도에 따라 $\pm 0.5 \sim 1.5$ m의 정확도를 가지며 중위도에서 최대의 오차를 가진다(Jekeli and Garcia, 2002). 따라서 지금까지 계산된 정밀 지오이드보다 높은 정확도를 가지는 지오이드 계산에는 한계가 있다.

정밀한 지오이드 계산을 위해서는 연구 지역 주변의 풍부하고 정확한 중력자료가 필수적이다. 따라서 본 연구에서는 제주도 주변과 제주도 내의 중력자료를 수집 측정하였다. 제주도 인근 해역의 중력자료는 국립해양조사원이 ‘바다로 1호’를 이용하여 측정한 선상 중력자료를 재처리하여 기존에 처리된 자료보다 양질의 중력자료를 확보하였다. 선상 중력자료가 측정되지 않은 지역에 대해서는 해면 고도계 중력자료를 이용하여 선상 중력자료를 보완하였다.

제주도 내의 중력측정은 $1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$ 크기의 격자 내에 최소 한 개의 중력측정이 이루어지도록 하였다. 계산된 정밀 지오이드의 검증과 지구중력장모델의 최적 차수 결정을 위해서는 지오이드 정보를 알고 있는 지점이 필요하여 제주도 내의 수준점에서 GPS측량을 하였다. 또한 저지대에 편중된 수준점 망을 보완하기 위하여 99번 도로를 따라 수준측량과 한라산 정상에 이르는 광파측량을 하여 고지대의 지오이드 정보를 획득하였다.

본 연구에는 앞서 언급한 선상 중력자료, 육상 중력측정 자료, 해면 고도계 위성자료를 합성한 중력자료를 이용하여 remove and restore 방법으로

정밀 지오이드를 계산하였다. remove and restore 방법은 정확한 지구중력장모델이 필요하다. 이를 위하여 GRACE위성의 자료로부터 계산된 최신의 지구중력장 모델 EIGEN-GL04C와 EGM96 지구중력장모델을 제주도 지역의 정밀 지오이드 계산에 이용하였다. 지구중력장모델을 이용하여 제주도 일원의 최적 차수와 잔류 지오이드 결정을 위한 적분 반경을 결정하였다. 그리고 각 지구중력장모델의 최대 차수에 대한 정밀 지오이드를 계산하였다.

이상의 각종 자료와 계산과정을 통해 얻어진 제주도 일원의 정밀 지오이드의 검증을 위하여 GPS/leveling 지오이드를 이용하였다. 그리고 계산된 정밀 지오이드를 기존의 정밀 지오이드 PNU95(Choi et al., 1997) 및 NORI05(해양수산부, 2005) 정밀 지오이드와 비교 분석하였다.

2. 연구 방법

각종 측지적 작업의 기준면이 되는 지구의 형상은 지오이드이며, 이는 중력 방향에 직각인 일종의 등중력포텐셜면(equi-gravity potential surface)으로 물리적인 지구의 형상을 나타내는 것이며, 지구타원체와 지오이드간의 높이 차이인 지오이드 높이(geoidal height)로 표현되고 있다(최광선과 이정모, 1997). 지오이드 높이에 대한 연구는 Stokes(1849)에 의해 지구 표면의 중력자료를 이용하여 구좌표계에서 지오이드 높이를 계산할 수 있는 이론이 개발된 이래, 주로 중력자료의 분석에 의하여 행하여지고 있다. 그러나 Stokes방정식에 사용되는 Stokes함수의 수렴 속도가 매우 느리기 때문에, 일부 지역의 지오이드의 연구에도 지구 전체의 중력자료를 이용하여야 하는 문제점과 계산상의 어려운 점이 있다.

최근 각종 중력측정 기기의 발달과 인공위성의 이용 등 중력자료 획득 방법의 개발에 의해 중력자료의 질적 향상은 물론 관측 자료의 양이 획기적으로 증가하고 있다. 이들의 분석에 의한 범지구중력장모델(global potential model)의 정밀도가 향상되므로써 전 세계 중력자료 해석은 주로 지구중력장모델을 이용하고 있으며, 이에 의하여 절대 지오이드의 연구가 간편하면서도 정밀하게 되었다. 그러나 현재의 지구중력장모델 중 계수의 차수가 최대인 것도 360으로 한정되어 있으며, 그 분해능도 50 km정도이다. 그러므로 지구중력장모델에 의한 지오이드는 지오이드의 장파장의 변화양상을 나타내는 일종의 광역 지오이드이며, 이를 정밀 측지 작업에 이용하기에는 미흡하다. 이러한 이유로 정밀 지오이드에 대한 최근의 연구 경향은 지구중력장모델을 이용하여 광역 지오이드를 계산하고, 연구 지역 주위의 중력자료를 이용하여 단파장의 상대지오이드를 구한 후 이들을 합성하여 정밀 지오이드를 계산하고 있다(Rapp, 1986; Fukuda, 1990; Rapp, 1988; Moritz, 1980).

2.1. 중력포텐셜

2.1.1. 중력포텐셜

질점 m 의 인력만 존재하는 공간에서 단위질량인 물체가 임의의 점 A에서 임의의 점 B로 이동할 때 단위 질량체를 움직이는데 필요한 일의 양은 V 로 나타나며, V 는 경로에는 무관하고 위치만의 함수로 나타난다. 질점 m 이 $l=0$ 인 지점에 위치하고 단위질량을 무한대에서 m 에서 거리 l 만큼 떨어진 지점까지 이동하는데 필요한 일의 양은 식(2-1)과 같이 나타낼 수 있다.

$$V = \int_{\infty}^l \frac{Gm}{r^2} dr = -\frac{Gm}{l} \quad (2-1)$$

식 (2-1)을 중력포텐셜이라 한다.

점 질량 또는 강체에 의한 인력을 생각할 때 힘의 세 요소를 다루는 것보다 하나의 포텐셜 V 를 다루는 것이 더 쉬우며, 함수 V 는 단지 흩어진 각 조각들의 합이다. 따라서 몇몇 지점들의 질량이 $m_1, m_2, m_3, \dots, m_n$ 인 계(system)가 있다면, 이 계(system)의 포텐셜은 식(2-1)에 의한 각 질량에 해당하는 포텐셜의 합이다.

$$V = \frac{Gm_1}{l_1} + \frac{Gm_2}{l_2} + \dots + \frac{Gm_n}{l_n} = G \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{l_i} \quad (2-2)$$

점 질량이 부피 v 에 관하여 식(2-3)에 의한 밀도를 가지고 연속적으로 분포한다고 가정하면 식(2-3)의 합은 식(2-4)와 같이 된다.

$$\rho = \frac{dm}{dv} \quad (2-3)$$

여기서 dv 는 부피 요소(element of volume)이고 dm 은 질량 요소(element

of volume)이다.

$$V = G \iiint_v \frac{dm}{l} = G \iiint_v \frac{\rho}{l} dv \quad (2-4)$$

여기서 l 은 요소 질량 $dm = \rho dv$ 와 인력이 작용되는 지점 P 사이의 거리.

인력이 작용되는 지점 P 의 좌표(Fig. 1)를 x, y, z 와 ξ, η, ζ 에 의한 질량 요소 m 으로 나타내면 l 은 다음 식으로 쓸 수 있다.

$$V(x, y, z) = G \iiint_v \frac{\rho(\xi, \eta, \zeta)}{\sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2}} d\xi d\eta d\zeta \quad (2-5)$$

포텐셜 V 는 공간 전체에서 연속이며 $1/l$ 에서 $l \rightarrow \infty$ 와 같이 무한대로 멀어지면 사라진다. 이는 매우 긴 거리 l 에 대하여 물체는 점 질량 같이 작용하며, 항성역학에서의 천체들은 일반적으로 점 질량으로 취급된다.

V 의 일차 미분, 다시 말해 인력 요소는 공간에 연속이지만, 이차 미분은 그렇지 않다. 밀도가 불연속적으로 변하는 지점에서 어떤 이차 미분은 불연속이다. 이때 포텐셜 V 는 포와송 방정식을 만족하며 포와송 방정식은 식 (2-6)과 같이 나타난다.

$$\Delta V = -4\pi G\rho \quad (2-6)$$

여기서,

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \quad (2-7)$$

기호 Δ 는 Laplacian operator로 불리며, 다음과 같다.

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (2-8)$$

빈 공간에서는 외부의 인력을 가하는 물체, 밀도 ρ 는 0(zero) 이고 따라서 식(2-7)은 다음과 같이 된다.

$$\Delta V = 0 \quad (2-9)$$

이것은 라플라스 방정식이다. 중력의 포텐셜은 외부 질량에 의한 인력의 조화 함수이다. 내부 질량에 의한 포텐셜은 포와송 방정식을 만족하고, 구면 좌표계에서 이의 해는 식(2-10)과 식(2-11)로 표현된다.

$$V_i(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} r^n \sum_{m=0}^n [a_{nm} P_{nm}(\cos \theta) \cos m\lambda + b_{nm} P_{nm}(\cos \theta) \sin m\lambda] \quad (2-10)$$

$$V_e(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} \sum_{m=0}^n [a_{nm} P_{nm}(\cos \theta) \cos m\lambda + b_{nm} P_{nm}(\cos \theta) \sin m\lambda] \quad (2-11)$$

이 들은 매우 일반적인 해 일 뿐만 아니라 어떤 구 내부에서 조화인 모든 함수는 식(2-10)의 시리즈로 확장 가능하고(아래첨자 i 는 내부를 지시한다), 지구의 중력포텐셜과 같은 어떤 구의 외부에서 조화인 모든 함수는 시리즈 (2-11)의 형태로 확장 가능하다(아래 첨자 e 는 외부를 나타낸다)(Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005).

2.2. 지오이드

지오이드는 지구 모양이 다듬어진 모델로써 G. F. Gauss에 의해 소개되었다. Gauss는 지오이드를 평균해수면과 일치하는 등중력포텐셜면(equi-gravity potential surface)이라 정의하였고(Torge, 2001), 지오이드는 각종 측지작업의 기준이 되는 면이다. 또한 지오이드 기복은 큰 스케일에서 중간 스케일의 지하 물질의 분포를 반영한다(Rummel, 2005). 지구타원체는 기하학적인 지구의 모양을 나타내는 반면 지오이드는 물리적인 지구의 형상을 나타내는 것으로 지구타원체와 지오이드 사이의 높이 차이인 지오이드 높이(geoidal height)로 나타내고 있다. 지오이드 높이에 대한 연구는 Stokes(1849)가 구좌표계에서 중력 이상을 적분하여 지오이드 높이를 계산할 수 있는 이론을 개발한 이래, 주로 중력자료의 분석에 의하여 행해지고 있다. 그러나 Stokes방정식에 사용되는 Stokes함수의 수렴 속도가 느리므로 일부 지역의 지오이드의 연구에도 지구 전체의 중력자료를 이용하여야 하는 문제점이 있다(Heiskanen and Moritz, 1987).

2.2.1. 광역 지오이드

지구중력장모델은 위성 궤도, 위성의 관성 항법 장치, 지구물리적, 지구역학적 분석을 포함한 넓은 범위에 대한 정보가 요구된다. 지오이드는 전 지구적 수직 준거 시스템과 해수면의 정보가 필요하며, 전 지구적 모델은 국지적 지오이드 결정에 장파장의 효과를 제공한다. 저 차수의 지구중력장모델은 위성 궤도 추적 관측을 통하여 결정되며, 고 차수의 지구중력장모델은 위성 관측만으로 결정된 저 차수의 지구중력장모델과 전 세계적으로 측정된 해상과 육상의 자료를 병합하여 결정된다(Torge, 2001).

지구 전체의 방대한 중력자료는 여러 가지 형태로 나타낼 수 있으며, 그 중 지구중력장모델은 고도이상 자료를 구조화분석하여 계산한 정규화된 중력포텐셜 구조화 계수로서 다른 형태의 자료에 비해 취급이 비교적 간편하면서도 정밀도가 높은 것이다(Rapp, 1986).

지표면에서의 임의의 한 점 $P(r, \Phi, \lambda)$ 에서 지구의 중력포텐셜 V 는 구면조화에서 degree 와 order의 합으로 표현이 가능하다(Heiskanen and Moritz, 1987; Moritz, 1980).

M 차수까지의 중력포텐셜 이상 T 는 다음과 같이 구조화 급수로 표현할 수 있다.

$$V(r, \Phi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[\sum_{n=2}^M \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{mn} \cos m\lambda + \bar{S}_{mn} \sin m\lambda) \bar{P}_{mn}(\sin \Phi) \right] \quad (2-12)$$

여기서,

r, Φ, λ : 구면지심좌표계로서 계산점의 반경, 지심위도 및 경도

a : 평균 지구반경

GM : 지심인력 상수

l, m : 구면조화의 degree, order

$\bar{C}_{mn}, \bar{S}_{mn}$: 정규화된 Stoke's 계수

$\bar{P}_{mn}$: 정규화된 르장드르(Legendre) 함수

식 (2-12)에 의해 지구중력장모델에서 주어지는 계수 $\bar{C}_{lm}$ 과 $\bar{S}_{ml}$ 으로 임의의 지점에 대한 중력포텐셜 이상을 계산할 수 있다.

또한, 중력포텐셜 이상 T 와 지오이드의 높이 N 의 관계는 Bruns' formula에 의해 다음과 같이 나타낸다(Heiskanen and Moritz, 1987).

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (2-13)$$

여기서, γ =표준 중력이다.

식 (2-12) 지구중력장모델과 식(2-13)를 이용하면 지표상의 임의의 지점 (r, θ, λ) 에 대한 광역 지오이드 높이 N 을 다음의 식을 이용하여 간편하게

계산할 수 있다.

$$N(r, \Phi, \lambda) = \frac{GM}{\gamma r} \left[\sum_{n=2}^M \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{mn} \cos m\lambda + \bar{S}_{mn} \sin m\lambda) \bar{P}_{mn}(\sin \Phi) \right] \quad (2-14)$$

이러한 지구중력장모델은 계수의 최대 차수에 의해 분해능이 결정되고 있으며, 식(2-14)의 구면조화의 최대 degree $l_{\max}$ 는 지표면에서의 공간해상도 (spatial resolution)는 식(2-15)으로 계산된다.

$$\lambda_{\min} = 4000 \text{ km} / (l_{\max} + 0.5) \quad (2-15)$$

여기서 $\lambda_{\min}$ 은 중력장의 최소 파장을 의미한다.

또한 지구중력장모델의 최대 차수 360에 의한 분해능은 약 50 km정도이다. 따라서 지구중력장모델이 가지고 있는 최대 차수의 한계 때문에 이에 의한 지오이드는 장파장의 지구중력장의 변화를 나타내는 광역 지오이드가 된다.

2.2.2. 지오이드 결정 방법

여러 종류의 중력 이상 자료에 따라 지오이드는 여러 가지 이론과 방법에 따라 계산되며, 모든 방법들은 지오이드 높이까지 필요한 보정을 한 중력 이상 자료와 Bruns' formula에 의해 지오이드 기복을 계산하는 것을 기본으로 하고 있다. 최근 정밀 지오이드 결정 방법은 연구지역의 중력자료를 이용하여 단파장의 잔류 지오이드를 계산한 후, 이를 장파장의 광역 지오이드와 합성하여 정밀 지오이드를 계산하는 방법이다. 한편 지구중력장모델에는 비록 장파장이지만 연구 지역 일원의 중력자료의 효과가 포함되어 있다. 그러므로 지구중력장모델에 의한 광역 지오이드에 연구 지역 일원의 중력자료에 의한 상대지오이드를 합성할 경우 지구중력장모델에 포함되어 있는 장파

장의 중력 효과가 중첩된다. 이러한 중첩을 피하기 위한 방법이 remove and restore 방법으로, 본 연구에도 이를 적용하였다.

Remove and restore 방법은 두 가지 사항이 필요하다.

- 1) 제거되는 포텐셜은 반드시 조화 함수이고, 사전 계산이 가능하고 수학적으로 모순되지 않게 사용되어야 한다. 그리고 입력 시에 제거되는 포텐셜은 출력 시에 반드시 복구 되어야 한다.
- 2) 선형성의 일반적인 경우에, 동시에 두 가지 이상의 포텐셜이 remove and restore 방법에 사용될 수 있다.

연구지역의 잔류 지오이드 결정 방법은 Stokes' integral method, Least square collocation, Fast Fourier Transform(FFT) techniques 등이 있으며 (Tscherning, 1997; Sideris, 1997a), 본 연구에서는 Stokes' integral method를 이용하여 잔류 지오이드를 계산하였다. Stokes' integral method는 지오이드에서의 포텐셜 이상이 조화라는 것을 전제로 하며, 이는 지오이드 외부에는 아무런 질량도 없음을 의미한다(Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005). 따라서 본 연구에서는 중력 보정을 통하여 지오이드 외부의 물질의 영향을 제거하였다.

Stokes 방정식은 식(2-16)과 같으며

$$T = \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} \Delta g S(\Phi) d\sigma \quad (2-16)$$

여기서 Stokes 함수 $S(\Phi)$ 는 다음과 같다.

$$S(\Phi) = 1 + \operatorname{cosec} \frac{\Phi}{2} - 6 \sin \frac{\Phi}{2} - 5 \cos \Phi - 3 \cos \Phi \ln \left(\sin \frac{\Phi}{2} + \sin^2 \frac{\Phi}{2} \right) \quad (2-17)$$

지오이드의 계산 지점과 중력자료 사이의 거리를 나타내는 Φ 가 작다고

가정하면, 식(2-16)은 식(2-18)와 같이 표현할 수 있다(Heiskanen and Moritz, 1987).

$$N(x_p, y_p) = \frac{1}{2\pi\gamma} \iint \frac{\Delta g(x, y)}{s} dx dy \quad (2-18)$$

여기서,

x_p, y_p : 지오이드 계산지점의 좌표
 x, y : 중력자료의 좌표
 s : (x_p, y_p) 와 (x, y) 간 거리

식 (2-18)에 의해 연구 지역 일원의 중력자료를 이용하여 단파장의 상대지오이드를 계산할 수 있다.

지오이드의 연구에서 지구중력장모델을 이용할 경우 가급적 연구 지역 일원의 중력자료에 의한 단파장의 효과를 극대화시키기 위해 지구중력장모델의 최대 차수를 사용하지 않고 이보다 작은 차수를 이용하고 있다. 물론 작은 차수를 이용할수록 더 넓은 지역의 중력자료를 이용하여 상대지오이드를 계산하여야 하는 문제점이 있다. 또한 지구중력장모델에서의 최대 차수의 이용 범위와 주위 지역의 중력자료를 이용하여 상대지오이드를 계산할 때 적절한 적분 반경의 결정 등의 문제점이 있으며 이들은 지역에 따라 각기 다르게 나타나고 있다.

한편 GPS 관측에 의한 높이는 WGS84 타원체를 기준으로 하는 타원체높이이다. 그러므로 GPS를 이용한 표고 측량의 경우 측량 지역 일원의 지오이드 높이를 알고 있어야 하며, 이것이 GPS측량시 가장 큰 문제점이 되고 있다. 반면에 표고를 정밀하게 측정한 수준점에서 GPS를 측정하면 GPS 관측에 의한 높이와 수준점의 높이 차가 이 지역 수준점 망의 상대지오이드가 된다. 따라서 수준점에서의 GPS 측정 자료를 이용하여 광역 지오이드를 계산하기 위한 지구중력장모델의 최적 차수와 주변의 중력자료에 의한 잔류지오이드 계산 시 적분 반경을 결정하여 연구 지역의 수준점 망에 적합한 정밀 지오이드를 계산할 수 있다.

2.3. 지오이드 정확도의 평가

지오이드의 높이를 구하는 방법은 중력자료에 의한 방법뿐만 아니라 GPS 측량에 의하여 지오이드 높이를 구할 수 있다. 정확한 표고를 알고 있는 수준점 등에서 GPS측량을 하면 GPS측량에 의해 측정된 타원체높이와 표고의 높이 차를 계산함으로써 그 지점의 지오이드를 구할 수 있다. 기본적인 식은 다음과 같다.

$$H = h - N \quad (2-19)$$

이 식은 표고 H (지오이드로 부터의 높이), 타원체고 h (타원체로 부터의 높이) 그리고 지오이드 기복(geoid undulation) N 과 연관되어 있다. 이들 중 어느 두 양이 측정되면, 세 번째 양을 계산할 수 있다(Fig. 1).

h 가 GPS에 의하여 측정되고, 신뢰할 수 있는 수치 지오이드 맵(digital geoid map) N 이 존재한다면 지오이드높이 H 를 즉시 얻을 수 있다. 또한 h 가 GPS에 의하여 측정되고 H 를 수준측량에 의해 결정할 수 있고 그래서 N 이 $N = h - H$ 에 의하여 결정되면 식(2-19)는 지오이드 결정에 이용될 수 있다. 같은 원리는 해양에서 위성 고도자료를 얻는데 적용할 수 있다 (Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005). 이러한 GPS측량에 의한 지오이드를 GPS/leveling 지오이드라 하며, 이는 중력자료의 계산에 의한 지오이드의 검증 수단이 된다.

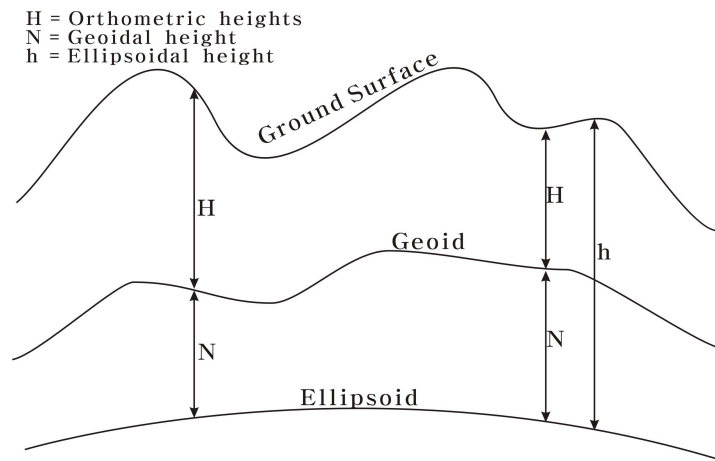


Fig. 1. Schematic diagram of the relationship among the ellip-soidal height, the geoid height and the orthometric height.

2.4. Global Positioning System (GPS)

오늘날 GPS(Global Positioning System)는 위치와 시간 정보가 필요한 모든 분야, 예를 들어 측지 및 측량, 지도제작, 선박과 비행기 및 자동차의 항법, 우주, 통신, 여가, 국방, 지구과학과 지구물리 및 위치 천문학과 관련된 기초과학 등 다양한 분야에서 세계적으로 널리 활용되고 있다.

지구상의 임의의 지점에 대한 위치를 결정하는 것은 상당히 까다로운 일이었으며, 과거에는 항성 측량을 통하여 지구상의 위치를 결정하였다. GPS는 미국 국방성에서 군사적 목적으로 개발한 GPS 위성에서 송신하는 전파에 의한 삼차원 위치결정시스템이다. GPS는 지구상의 어느 지점, 어느 시간대에도 위성으로부터 오는 신호를 수신하여 위치를 결정할 수 있도록 설계되었다.

미 국방성에서는 1973년부터 GPS 개발을 시작하였고, 1978년 2월에 첫 번째 GPS 위성이 발사된 이래 1985년 9월까지 총 11개의 1세대 GPS 위성인 Block I이 발사되었다. Block I위성의 평균 수명은 4.5년이고, 10년 이상 임무를 수행한 것도 있다. 이들은 1995년 11월에 모든 임무를 완료하였다.

이어서 1989년 2월부터 1997년 11월 사이에 2세대 위성인 Block II와 Block IIA 위성들이 Block I을 대체 하였다. Block IIA 위성은 14일간의 위치 정보를 저장하는 Block II보다 저장 공간이 증가 되었으며, 180일 간의 위치 정보를 저장할 수 있다. 이들의 수명은 약 7.5년 정도이고 현재 10년 정도의 수명을 가진 새로운 21개 GPS 위성 Block IIR 위성들이 발사를 완료하였으며, 나머지 12개도 Block II/IIA 위성을 대체하기 위해 계속 발사 예정이다. 현재 총 28대의 Block II/IIA/IIR 위성이 지구 주위를 선회하고 있다(Table 1). 이후에도 이들 GPS 위성을 대신할 새로운 Block IIF 위성들이 발사될 계획이다(Hofmann-Wellenhof et al. 2001).

2.4.1. GPS의 구성 체계

GPS는 크게 우주 부분(space segment), 사용자 부분(user segment)과 제어 부분(control segment) 세 가지로 구성되어 있다(Fig. 2).

우주 부분은 GPS 위성을 가리키는 것으로 지구 적도면과 55° 각도를 이루는 6개의 궤도면으로 구성되어 있고 각 궤도 마다 4개의 위성이 배치되어 약 20,000 km 상공에서 약 11 시간 58분의 주기를 가지고 지구 주위를 공전하고 있다(Fig. 3). GPS위성은 L1대(1575.42 MHz)와 L2대(1227.6 MHz)등 2개의 전파를 연속적으로 송신하고 있다.

제어 부분은 GPS 위성의 궤도를 추적하고, 필요할 경우 제어함으로써 위성을 운영 관리하는 부분이다. 제어국은 1곳의 주제어국과 4곳의 추적제어국으로 구성되며, 제어국은 주 제어국이 위치한 콜로라도 스프링스를 제외하면 모두 적도에 가까운 지역에 위치하고 있다. 그 결과 대부분의 위성궤적이 어느 한 제어국의 가시권역에 들어가게 되어 GPS위성의 궤도를 정확히 유지할 수 있다.

사용자 부분은 GPS 수신기를 말한다. 단독측위, DGPS, 항법용, 측량용 등 모든 GPS 수신기의 공통적인 특징이 있으며 다음과 같다.

- 시각동기율을 제외하고 최저 4개의 위성을 동시에 수신 처리한다.
- 모든 위성이 동일한 주파수로 송신하므로 측위용신호인 의사잡음부호 식별한다.

Table 1. Current block II/IIA/IIR/IIR-M satellites

Launch Order	PRN	SVN	Launch Date
*II-1		14	14 FEB 1989
*II-2		13	10 JUN 1989
*II-3		16	18 AUG 1989
*II-4		19	21 OCT 1989
*II-5		17	11 DEC 1989
*II-6		18	24 JAN 1990
*II-7		20	26 MAR 1990
*II-8		21	02 AUG 1990
*II-9		15	01 OCT 1990
IIA-10	32	23	26 NOV 1990
IIA-11	24	24	04 JUL 1991
IIA-12	25	25	23 FEB 1992
*IIA-13		28	10 APR 1992
IIA-14	26	26	07 JUL 1992
IIA-15	27	27	09 SEP 1992
IIA-16	01	32	22 NOV 1992
*IIA-17		29	18 DEC 1992
*IIA-18		22	03 FEB 1993
*IIA-19		31	30 MAR 1993
IIA-20	07	37	13 MAY 1993
IIA-21	09	39	26 JUN 1993
IIA-22	05	35	30 AUG 1993
IIA-23	04	34	26 OCT 1993
IIA-24	06	36	10 MAR 1994
IIA-25	03	33	28 MAR 1996
IIA-26	10	40	16 JUL 1996
IIA-27	30	30	12 SEP 1996
IIA-28	08	38	06 NOV 1997
**IIR-1		42	17 JAN 1997
IIR-2	13	43	23 JUL 1997
IIR-3	11	46	07 OCT 1999
IIR-4	20	51	11 MAY 2000
IIR-5	28	44	16 JUL 2000
IIR-6	14	41	10 NOV 2000
IIR-7	18	54	30 JAN 2001
IIR-8	16	56	29 JAN 2003
IIR-9	21	45	31 MAR 2003
IIR-10	22	47	21 DEC 2003
IIR-11	19	59	20 MAR 2004
IIR-12	23	60	23 JUN 2004
IIR-13	02	61	06 NOV 2004
IIR-14M	17	53	26 SEP 2005
IIR-15M	31	52	25 SEP 2006
IIR-16M	12	58	17 NOV 2006
IIR-17M	15	55	17 OCT 2007

* Satellite is no longer in service.

** Unsuccessful launch.

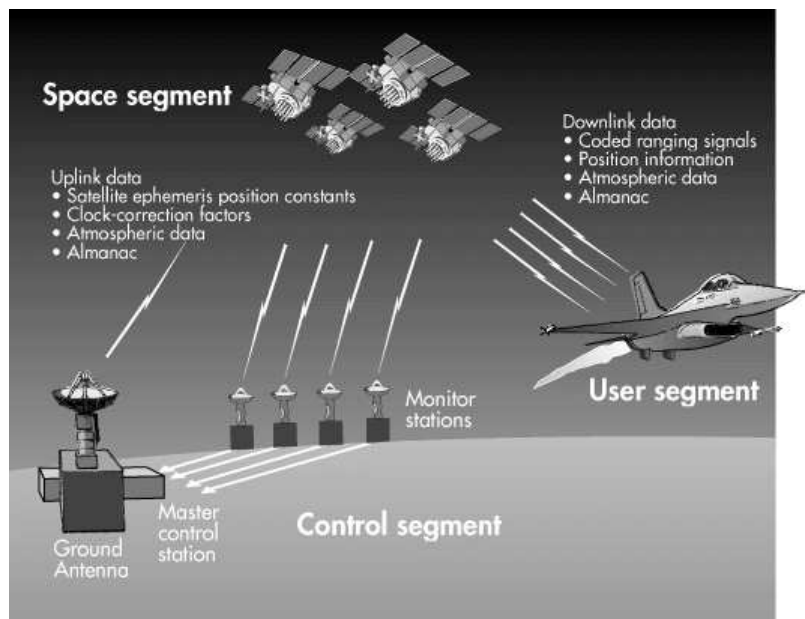


Fig. 2. GPS segments (<http://infohost.nmt.edu/~mreece/gps>).

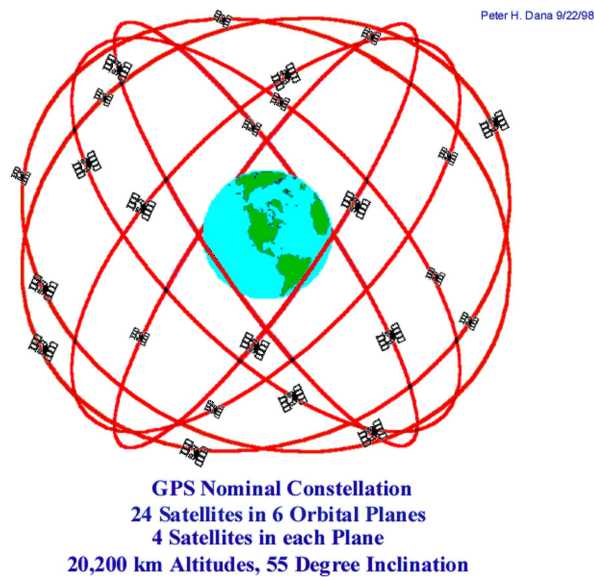


Fig. 3. GPS orbit constellation (<http://www.colorado.edu>).

2.4.2. WGS84 (World Geodetic System)

국제측지좌표기준계인 WGS좌표계는 1950년대 말 미 국방부에서 전 세계에 통일된 좌표체계를 이용할 수 있도록 하기 위해 1958년 β 위성 자료 및 표면 중력자료, 천문측량자료 등을 종합하여 WGS60이라는 지심좌표체계를 설정하였다. 1966년 1월 WGS개발위원회는 WGS60 이후로 확장된 삼각망, 삼변망, 도플러 및 광학위성 자료를 적용하여 더욱 개선된 WGS66을 발표하였다. WGS66 이후 도플러 및 광학위성자료, 표면중력자료, 삼각 및 삼변 측량 자료, 고정밀 트레버스와 천문 측량으로부터 취득한 새로운 자료를 사용하여 개선된 컴퓨터와 정보처리기법을 이용하여 WGS72를 수정하였다. WGS72시스템은 이용에는 커다란 문제점은 없었으나 지구중력모형과 지오이드모형이 너무 오래되었고 더욱 정확한 자료가 필요하여 WGS84가 채택되었다(2004, 차득기).

WGS84 타원체는 대기과 해양을 포함한 지구의 질량 중심에 위치한 좌표 원점과 X, Y, Z축으로 정의된다. 여기서 Z축은 1984년 국제시보국(BIH, Bureau International De L'heure)에서 채택한 지구 자전축과 평행하며 X축은 BIH에서 1984년에 정의한 본초자오선과 평행한 평면이 지구의 적도면과 교차하는 선이고, Y축은 X축과 Z축이 이루는 평면에 동쪽으로 수직인 방향으로 정의된다(1991, DMA). GPS의 기준 좌표계는 WGS84 타원체를 기준 좌표계로 하며, GPS측량에 의하여 얻어진 삼차원 좌표는 WGS84를 기준으로 표현된다.

3. 중력자료

중력자료를 이용한 지오이드 계산에는 다음의 자료를 필요로 한다. (1) 광역 지오이드와 중력의 장과장의 중력 이상을 가지는 지구중력장모델 (2)연구 지역의 정밀한 고도이상 (3)연구지역내의 지형의 효과를 계산할 수 있는 지형 자료 (4)계산된 지오이드 모델을 검증할 수 있는 관측된 지오이드 높이 등이다.

본 연구에서는 광역 지오이드 결정을 위해 EGM96 지구중력장모델과 GRACE 위성으로부터 측정된 자료를 바탕으로 하는 지구중력장모델 EIGEN-GL04C를 이용하였다. EGM96은 이전의 지구중력장모델인 OSU91A에 비해 동남아시아 지역을 비롯한 광범위한 지역의 세계 각국 중력자료들이 추가된 것이며(Lemoine et al., 1998) 이에 의하여 계산된 지오이드의 정확도는 전 세계에서 약 ± 1 m 이내이다(Sideris, 1997).

연구지역의 고도이상을 구하기 위해 제주도 내에서 중력측정을 하였으며, 또한 2004년 국립해양조사원원의 2,500톤급 탐사선 해양2000호가 측정한 선상 중력자료와 해양2000호에 의해 측정되지 않은 지역은 해면 고도계 위성자료로부터 계산한 중력자료를 이용하였다. 또한 연구지역내의 지형의 영향을 고려하기 위해 부산대학교에서 만든 3" $\times$ 3"의 지형자료와 지형보정 보정 프로그램(최광선 등, 2007)을 이용하여 TCFA(Terrain Corrected Free Air anomaly)를 결정하였다.

앞서 언급한 상기의 자료를 이용하여 정밀 지오이드를 계산 후 이의 검증을 위하여 제주도 내의 수준점에서 중력측정과 GPS측량을 동시에 실시하였으며 GPS에 의하여 측량된 자료로부터 각 수준점의 지오이드 높이를 얻을 수 있다. 한편 제주도의 수준점은 비교적 저지대에 편중되어 있다. 따라서 본 연구에서는 저지대에 편중되어 있는 수준망을 극복하기 위하여 99번 도로와 한라산 중산간 도로를 따라 GPS측량을 병행하여 수준측량을 하고, 어리목에서 한라산 정상까지 관음사에 이르는 등산로를 따라 광파측량을 하여 지오이드높이를 산출 하였다.

3.1. 지구중력장모델

지구 표면상의 임의의 점의 위치를 정밀하게 기술하기 위해서는 정확한 지구의 형상과 크기를 알아야 한다. 각종 측지학적 작업의 기준이 되는 지구의 형상은 지오이드이며, 이는 중력 방향에 직각인 일종을 등중력포텐셜면(equi-gravity potential surface)으로, 지구의 물리적인 형상을 나타내고 있다. 지오이드와 가장 유사한 기하학적인 지구의 형상을 지구타원체라 하며, 측지학에서는 각 지역의 지오이드면에 가장 적절한 지구타원체를 설정하여 그 지역의 측지 기준면인 준거타원체로 사용하고 있다.

지형의 기복과 지구내부 물질의 밀도 및 구조의 불균일 때문에 지오이드면의 기복이 야기되며, 이에 의해 지오이드면과 지구타원체면의 높이 차이인 지오이드높이와 지구타원체면의 수직선과 지오이드면의 수직선의 사이각인 수직선 편차가 나타난다.

Stokes(1849)와 Vening Meinesz(1928)가 지표면의 중력자료를 이용하여 구좌표계에서 지오이드높이와 수직선편차를 계산할 수 있는 이론이 개발된 후, 이의 연구는 주로 중력자료의 분석에 의해 행해지고 있다(Heiskanen and Moritz, 1987; Heiskanen and Vening Meinesz, 1958). 그러나 Stokes방정식과 Vening Meinesz 방정식에 사용되는 Stokes 함수의 수렴 속도가 느리기 때문에 일부 지역의 지오이드 연구에도 지구 전체의 중력자료를 이용해야 되는 문제점과 계산상의 어려운 점이 있다. 따라서 측지학과 관련된 세계의 유수 기관에서는 1900년대 초부터 지속적으로 각종 중력자료를 수집하여 왔으며, 현재는 이를 이용한 연구 및 새로운 이론 개발이 매우 활발히 진행되고 있다.

일종의 수학적 모델인 지구중력장모델은 전 세계의 육상측정자료, 선상측정중력자료, 인공위성자료 해석에 위한 중력자료 및 지구물리학적 해석에 의한 중력자료 등을 입수하여 구조화분석(spherical harmonic analysis)을 한 뒤, 최적화시킨 구조화계수(harmonic coefficients)들로 이루어진 중력자료이다.

3.2. EGM96 지구중력장모델 자료

EGM96은 고차수 중력 모델에 대한 정확도 개선을 주목적으로 미국의 NIMA(National Imagery and Mapping Agency), NASA(National Aeronautics and Space Administration), OSU(Ohio State University) 주축의 여러 기관이 협동하여 3년 동안의 연구를 통해 개발되었다. 이는 최저 차수 2, 0부터 최대차수 360, 360까지 총 65,338개의 cosine과 sine의 계수로 구성된 전 지구 중력포텐셜의 구조화 계수로 이루어져 있다. 이 계수들만을 이용하여 지오이드나 고도이상, 수직선 편차 등 지구의 중력장과 관계되는 각종 물리량을 계산할 수 있다.

EGM96의 계수를 결정하기 위한 자료의 분석 방법이나 최대 차수 등은 기본적으로 기존의 지구중력장모델인 OSU91A 및 JGM-3 등과 유사하나 계수 계산 시 사용된 중력자료들은 기존 모델들보다 광범위하고 최신의 것들이다. 특히 아시아 지역의 방대한 중력자료가 구소련의 붕괴에 의해 공개되어 EGM96의 계산에 포함되었다. 또한 지금까지의 인공위성들에 의한 지구 관련 각종 물리량이 정밀해져 GRS80이나 WGS84 타원체보다 더욱 정밀한 EGM96 타원체를 적용하고 있다. 또한 EGM96 모델은 달과 태양의 인력에 의한 기조력의 영향까지도 고려하고 있다(Lemoine et al. 1998).

EGM96에 사용된 관측 중력자료 중 우리나라가 포함된 동남아시아 지역에서 NIMA의 SEAGP(Southeast Asia Gravity Project)에 의해 약 675,000여 지점의 중력자료가 육상과 해상에서 획득되었다. 이에 의해 NIMA는 동남아시아 지역에 대해 획기적으로 많은 중력자료를 보유하게 되고, 이를 이용하여 EGM96의 정밀도를 개선하였다(Lemoine et al. 1998).

Fig. 4는 EGM96에서 최대 차수 360으로 계산한 전 세계 고도이상도이다. 이에 의하면 전 세계의 고도이상은 -351.25 mgal(북위 19.5도, 서경 66.75도)과 506.12 mgal(북위 19.5도, 서경 155.5도) 사이에서 변화한다(Table 2). 큰 산맥 등 고지에서는 매우 큰 양(+)의 고도이상이 분포하는 반면, 해구 등 깊은 바다 지역에서는 음(-)의 고도이상이 분포하고 있어 고도이상과 지형간의 매우 높은 상관관계를 잘 보여 주고 있다. Fig. 5는 EGM96에 의한 최대 차

수 360까지의 전 세계 지오이드이며, WGS84 타원체를 기준으로 지오이드의 높이를 나타낸 것이다. 이는 -106.99 m(북위 4.75도, 동경 78.75도)와 85.39 m(남위 8.25도, 동경 147.25도) 사이에서 변화하며(Table 2), 큰 산맥이 있는 지역 등에서는 지오이드 높이가 주위 지역에 비해 높은 반면, 깊은 해구 지역에서는 상대적으로 낮게 나타난다.

EGM96에 의한 광역 지오이드는 광역 고도이상과 같이 지형과 매우 밀접한 상관관계를 나타내고 있다. 이러한 경향은 고도이상이 지형과 필연적으로 양(+)의 상관관계를 가지고 있다는 점과 지오이드가 이러한 특성을 갖는 고도이상의 적분에 의한 결과임을 고려하면 당연한 것이다.

Fig. 6은 EGM96에서 최대 차수 360으로 계산한 제주도 일원의 고도이상도이다. 이에 의하면 제주도 지역의 고도이상은 1.595 mgal(북위 129.00, 동경 31.71도)과 44.264 mgal(북위 125.72도, 동경 33.46도) 사이에서 변화한다. 고도이상은 지형의 영향을 받아 육지 지역이 바다 지역보다 높고, 고지대가 저지대보다 고도이상이 높게 나타나는 것이 일반적이다. 그러나 Fig. 6에서는 장파장의 영향에 의하여 일반적인 고도이상의 모습이 나타나지 않는다.

Fig. 7은 EGM96에 의한 최대 차수 360까지의 제주도 부근의 지오이드 높이가 변화를 WGS84 타원체 기준으로 나타낸 것이다. 이는 19.827 m(북위 34.48, 동경 126.75도)와 30.815 m(북위 33.93도, 동경 127.83도) 사이에서 변화하며, 지구중력장의 장파장에 의한 영향으로 한라산의 영향이 나타나지 않는다.

Table 2. Statistics of regional geoid heights and free-air anomaly values over the world computed from the EGM96 geopotential model.

	Geoid (meter)	Free-air (mgal)
Mean	-1.426	-0.507
Minimum	-106.991	-351.254
Maximum	85.391	506.124

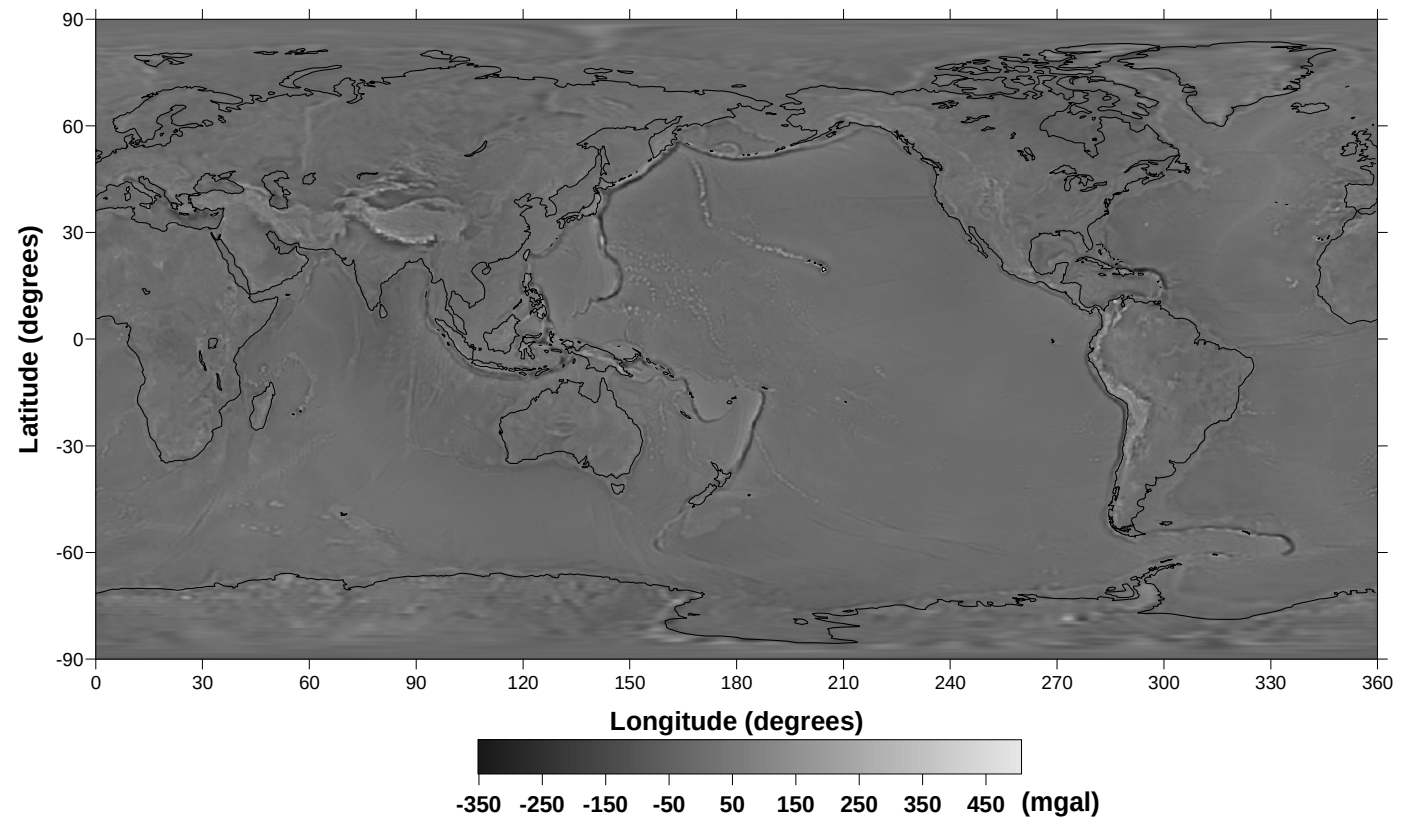


Fig. 4. The free-air gravity anomaly map of the world computed from the EGM96 geopotential model up to degree and order 360.

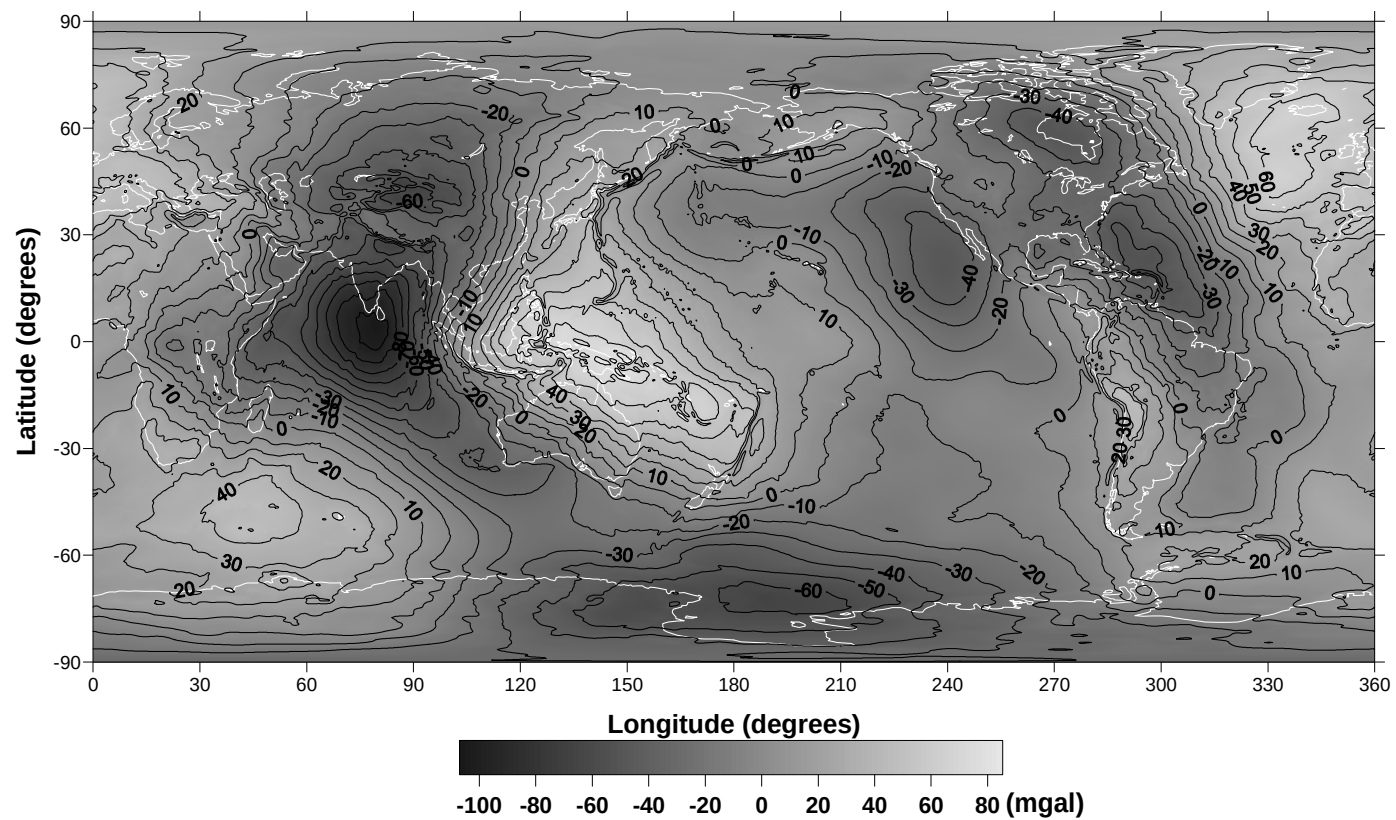


Fig. 5. The world geoid undulation computed from the EGM96 geopotential model up to degree and order 360 refer to WGS84 ellipsoid.

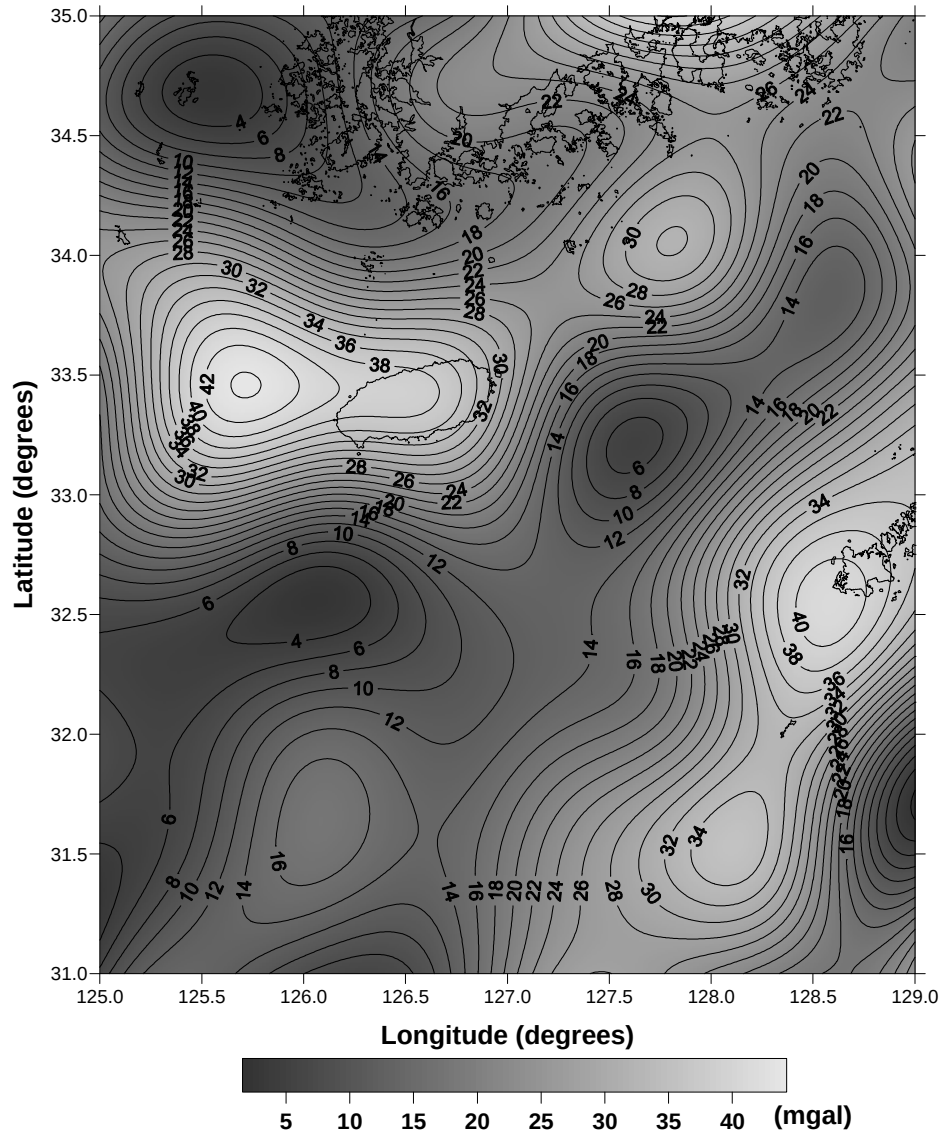


Fig. 6. The free-air gravity anomaly map in and around Jeju island computed from EGM96 geopotential model up to degree and order 360.

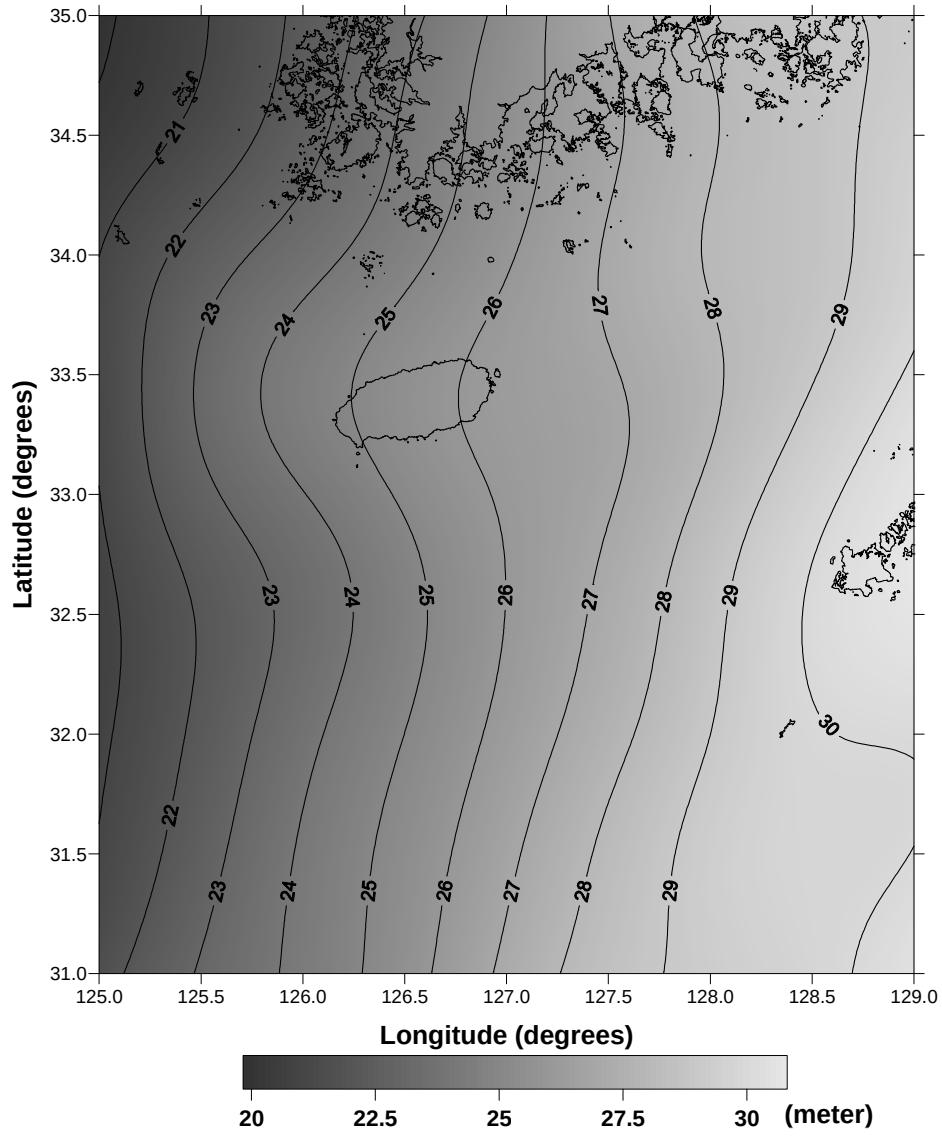


Fig. 7. The geoid undulation map in and around Jeju island computed from EGM96 geopotential model up to degree and order 360 refer to WGS84 ellipsoid.

3.2.1. EGM96의 기본 자료

EGM96 모델의 결정에 이용된 중력자료는 OSU91A 모델에 비하여 수직인 양과 질이 현저히 향상되었다. 이는 그동안의 중력자료의 수적 증가의 영향도 있지만, EGM96의 개발에 여러 국가 기관이 직접 참여하였으며 특히 세계에서 가장 많은 중력자료를 확보하고 있는 미국의 NIMA가 주축이 되었기 때문이다. 또한 공산권의 몰락과 국제간의 화해 분위기의 조성 등으로 과거에는 중력자료의 국외 유출을 금지했던 국가들이 중력자료를 공개한 영향도 크게 작용하고 있다. EGM96에 새로이 포함된 자료는 다음과 같다 (Lemoine et al., 1998).

(1) NIMA 소장의 전 세계 30분 간격 자료, 아시아 대부분 지역, 구소련, 그린란드를 포함한 극지방의 항공 중력자료, 남미, 아프리카, 북미 등 여러 국가에서 측정한 육상, 해상과 항공 중력자료.

(2) 미국 해군의 GEOSAT(GEOdetic SATellite) Geodetic mission 해면 고도계 중력자료, GEOSAT에 의해 계산되지 않은 부분인 극지방 주위에 대한 ERS-1 해면 고도계 중력자료.

(3) Satellite-to-Satellite tracking 자료, TDRSS(Tracking and Data Relay Satellite System)에 의한 525 km의 저궤도 위성 tracking 자료, EP/EUVE 위성에 의한 적도 지방의 자료, TOPEX/POSEIDON tracking 자료 등에 의해 EGM96이 계산되었고, SLR 위성, ERS-1, TDRSS, TOPEX/POSEIDON 등의 위성 궤도 자료들이 검증에 이용되었다.

(4) 5분 간격의 새로운 전 세계 지형 모델 JGP95E를 개발하였고, JGP95E DTM 자료를 이용한 지형 보정을 통해 중력 미 측정 지역(지구 전체의 2.3 % 해당)인 남극 대륙과 남미, 아프리카 일부 지역과 북극 지방에 대해 중력값을 결정하여 EGM96 개발에 활용하였다.

3.2.2. EGM96과 WGS84 타원체

최근 GPS 등 인공위성에 의한 지구 관측 시스템의 발달로 지구에 관련된 각종 물리량이 보다 더 정밀해졌으며, 또한 이들에 의하여 과거에는 직접적인 측정이 불가능했던 지오이드 등과 같은 물리량들을 매우 정확하게 측정할 수 있게 되었다. 이들을 이용하면 각종 중력자료에 의하여 계산된 지구 중력장모델을 직접 검증할 수 있으며, EGM96 모델은 세계 각지에서 측정된 GPS 자료와 비교하여 가장 최적화된 것이다.

또한 이러한 인공위성 측위 시스템의 발달로 지구에 관련된 각종 상수들이 정밀해졌기 때문에 EGM96에 이용되는 기본적인 상수 중 편평도와 지구 자전 각속도는 WGS84 측지계와 같으나(NIMA, 2000) 지구 적도 반경과 지심 인력 상수는 비록 작은 양이지만 차이가 있다. 그러므로 EGM96은 WGS84 타원체와 매우 유사하지만, 약간은 다른 EGM96 타원체를 기준으로 하고 있음을 알 수 있다. 이 때문에 EGM96 타원체와 WGS84 타원체의 차이를 구면 조화 계수로 나타내었으며 이를 이용해 전 세계 표준 타원체인 WGS84를 기준으로 하는 지오이드를 계산할 수 있도록 하였다(Table 3).

Table 3. Geometric and dynamic parameters for EGM96 and WGS84 ellipsoid.

	EGM96	WGS84
Semi-major axis length (meter)	6378136.3	6378137.0
Flattening	1/298.257223563	1/298.257223563
Angular velocity of the Earth's rotation (rad/s)	7.2921150×10^{-5}	7.2921150×10^{-5}
Earth's gravitational constant (m^3/s^2)	3.986004×10^{14}	$3.986004418 \times 10^{14}$

EGM96에 의해 지오이드를 결정할 때 기준 타원체를 WGS84로 하는 경우 EGM96과 WGS84 타원체간의 정규 중력과 지구 중심 거리의 차이에서 기인하는 오차가 발생한다. 이를 해결하기 위해 WGS84 타원체의 평균 지구 중심 거리(6,371,007 m)와 평균 정규 중력(979,764.5 mgal)을 이용하여 계산한 평균 보정치인 -0.528m를 보정한다. 즉 EGM96에 의해 계산된 광역 지오이드 높이에 -0.528 m를 보정하여 WGS84 타원체 기준의 광역 지오이드 높이를 결정할 수 있다(Lemoine et al., 1998; Rapp, 1997a).

3.3. GRACE 지구중력장모델 자료

3.3.1. GRACE Mission

GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment; Tapley et al., 2004)는 5년 이상 지구의 고밀도 중력장을 탐사하기 위하여 미국 NASA(national Aeronautics and Space Administration)와 독일 DLR(Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt)의 공동 프로젝트로 개발되어 2002년 3월 17일에 발사된 지구관측 위성이다. GRACE는 약 30일 주기로 지구중력장을 측정하도록 고안되었으며, 발사 초기 GRACE는 거의 원형궤도로 고도 500 km, inclination 89°로 미션을 시작하였으며 2003년 중반 약 483 km의 궤도에서 돌다 현재 약 470 km 궤도에서 미션을 수행중이며 하루에 약 5 m 정도 고도가 낮아지고 있다.

GRACE는 쌍둥이 위성으로 두 위성의 궤도정보로부터 지구중력의 장파장 성분을 측정하고, 진행하는 두 위성간 거리의 변화를 관측하여 중력의 중·단파장 성분을 측정한다(Dunn et al, 2003). GRACE위성은 궤도를 따라 약 220 km의 거리가 떨어져 운행 중이며, 이 거리는 K-band 마이크로파 거리 측정 시스템으로 측정되고, 두 위성사이의 거리를 $1 \mu\text{m/s}$ (GFZ-Potsdam, 2004)의 정확도로 측정할 수 있다. 이에 더하여 각각의 위성은 GPS 수신기, 레이저 반사 장치, star sensors와 매우 정확한 가속도계가 장착되어 있다(Lemoine, J.-M. et al., 2007).

Fig. 8은 GRACE 위성의 지구중력장 탐사 모식도로서, 위성의 위치 결정과 지상기지국과의 정보 송신을 보여주며, 두 위성 간 주고받는 K-band 마이크로파를 이용한 지구중력장의 측정에 관하여 묘사되어 있다. 두 위성이 일정한 거리를 두고 진행하던 중 앞서 가는 위성이 높은 중력값을 가지는 곳을 지나게 되면, 중력의 영향으로 끌어당겨지고 위성의 진행 속도가 증가하게 된다. 속도의 증가는 두 위성사이의 간격을 멀게 하며, 반대로 앞서 가는 위성이 높은 중력값을 가지는 지역을 통과하고, 뒤 따라오던 위성이 높은 중력값을 가지는 지역에 진입하면 뒤쪽 위성의 속도는 빨라지고 앞의 위성은 영향을 받지 않으므로 두 위성사이의 간격은 좁아지게 된다(유상훈, 2006). 이와 같은 원리로 두 위성사이의 거리를 $1 \mu m/s$ (GFZ-Potsdam, 2004)의 정확도를 가지고 측정함으로써 지구 중력의 지역에 따른 변화를 정밀하게 측정할 수 있다.

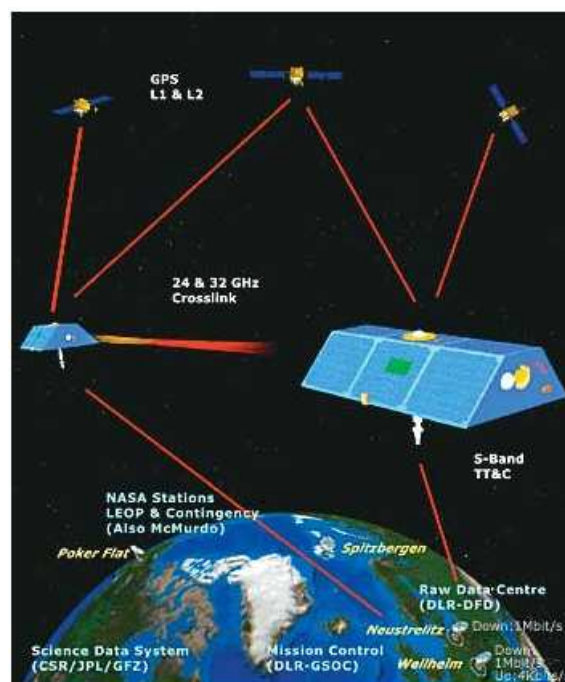


Fig. 8. Schematic map of GRACE mission
(<http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/grace/general>).

3.3.2. GRACE 자료

모든 GRACE 지구관측 정보는 UTCSR(University of Texas Center for Space Research)의 JPL(Jet Propulsion Laboratory)과 GFZ(GeoForschungsZentrum Potsdam)의 SDS(Science Data System)에 의해 수집되고, 기본적인 자료처리 과정을 거친 후 Level 0, Level 1, Level 2의 3가지 형태의 자료로 전 세계에 공개된다(Fig. 9).

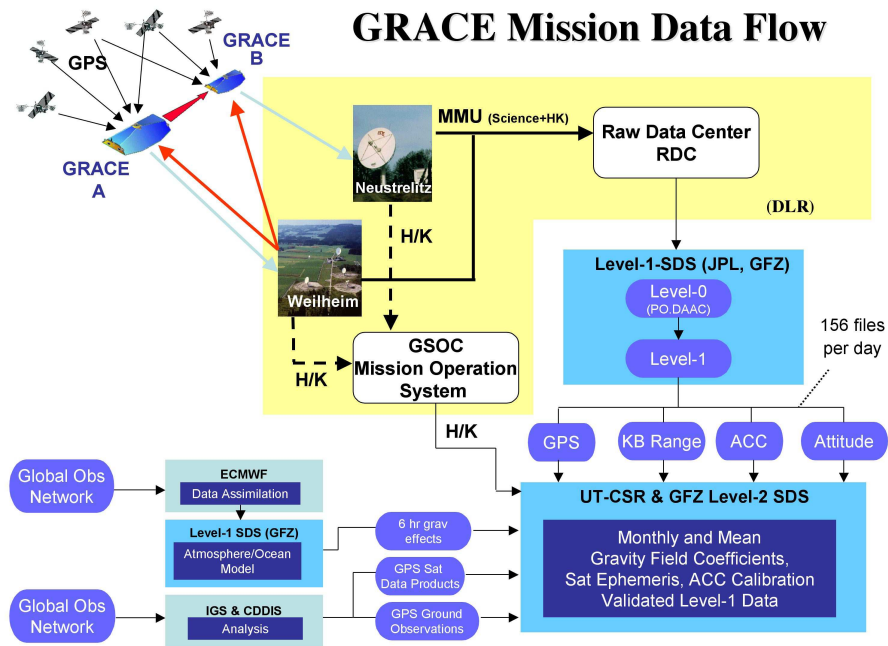


Fig. 9. GRACE mission data flow (<http://www.csr.utexas.edu/grace>).

(1) Level 0 자료

Level 0 자료는 위성으로부터 수신한 결과로 독일 Neustrelitz에 위치한 MOS(Mission Operation System)의 RDC(Raw Data Center)에 수집된다. MOS는 Weilheim과 Neustrelitz 추적 안테나를 이용하여 GRACE로부터 하루에 두 번 자료를 전송받아 처리하여 Level 0 자료를 생성하며 자료수신 후 약 24 시간이 지나면 Level 0의 자료를 이용할 수 있다.

(2) Level 1

Level 1 자료는 K-band ranging, accelerometer, star camera와 두 위성의 GPS 자료가 처리되고 시간 정보가 추가된 자료이며, 이 과정에서 두 GRACE 위성의 주궤도가 결정된다. 이 과정은 주로 JPL에서 처리된다.

(3) Level 2

Level 2 자료는 전처리 과정에 의해 조정되고 검증된 Level 1 자료로부터 계산된 1개월 단위의 지구중력장을 구면조화계수(spherical harmonic coefficient) 형태로 공개한 자료이다. Level 2는 지구중력장모델로서 이는 GRACE 궤도관측에 의해 측정된 지구 전체에 대한 평균 중력 이상을 구면조화분석(spherical harmonics analysis)하여 계산한 정규화된(Fully normalized) 중력포텐셜 계수이다.

(4) Level 3

Level 3 자료는 누적된 Level 2 자료와 지표면의 중력자료를 병합하여 구면조화계수의 형태로 공개한 자료이다. Level 3은 GRACE와 Lageos 위성자료만을 이용하여 계산한 S(Satellite Tracking Data) 형태의 구면조화계수 지구중력장모델과 GRACE, Lageos 위성 자료와 해면 고도계 위성자료, 지표면 중력자료를 이용하여 구면 조화분석(spherical harmonics analysis)하여 계산한 C 형태의 지구중력장모델이 있다.

본 연구에서는 EIGEN 모델 중의 하나인 2006년 3월 31공개된 EIGEN-GL04C(<http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/grace/results/>) 지구중력장모델을 이용하여 제주도 부근의 정밀 지오이드를 계산하였다. EIGEN-GL04C는 위성 중력자료와 지표면의 중력자료를 이용하여 계산한 정규화된 지구중력장모델로 degree and order 360까지의 cosine과 sine의 계수로 이루어져 있다.

Fig. 10은 EIGEN-GL04C 지구중력장모델로부터 계산된 고도이상과 EGM96 지구중력장모델로부터 계산된 고도이상과의 차이를 나타낸 그림이다. 고도이상의 차이는 -321.101 mgal에서 216.493 mgal의 범위에 분포하며

히말라야 산맥 부근, 남미 지역, 필리핀 부근 그리고 북극과 남극 지역에서 차이가 많이 나타남을 알 수 있다. Fig. 11은 EIGEN-GL04C와 EGM96 지구 중력장모델로부터 계산된 지오이드의 차이를 나타낸 그림이다. 지오이드의 차이는 -11.205 m에서 11.026 m의 범위에 분포하고 대부분의 지역에서 차이가 없으나 고도이상 차이에서와 히말라야 산맥 부근, 남미 지역, 필리핀 부근 그리고 북극과 남극 지역에서 많은 차이가 나타난다. Fig. 12와 Fig. 13은 EIGEN-GL04C 지구중력장모델의 최대차수 degree and order 360까지의 고도이상과 지오이드를 나타낸 그림이다. 지오이드는 EGM96 모델과 비슷한 경향을 보이거나 제주도 부근에서 파장의 형태가 서로 다르게 나타난다.

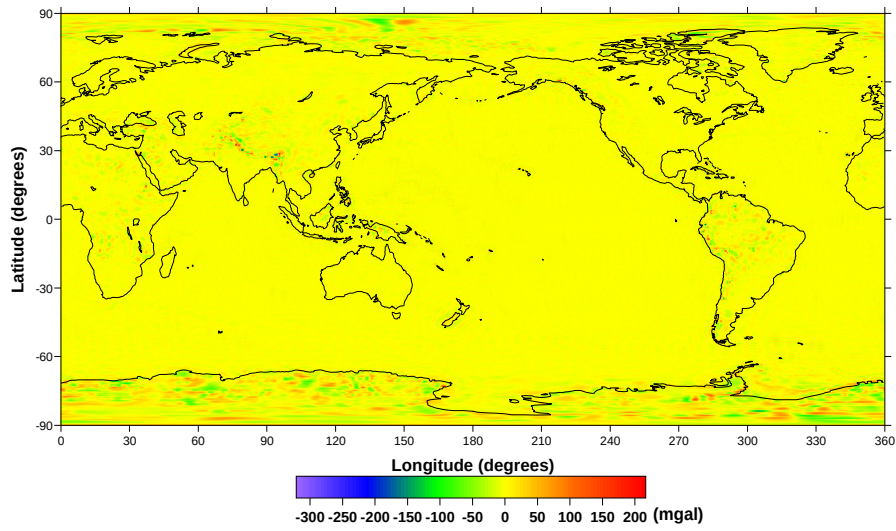


Fig. 10. The world free-air anomaly difference map between EIGEN-GL04C geopotential model and EGM96 geopotential model up to degree and order 360.

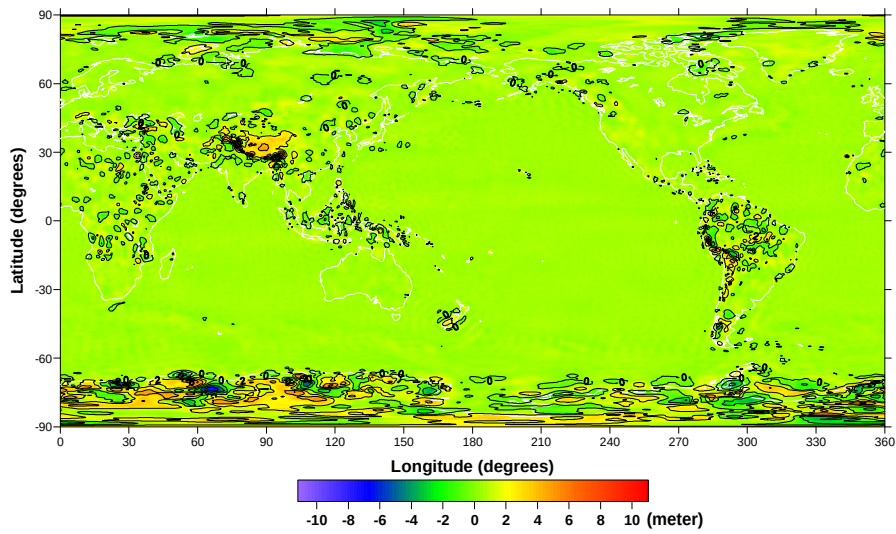


Fig. 11 The world geoid undulation difference map between EIGEN-GL04C geopotential model and EGM96 geopotential model up to degree and order 360.

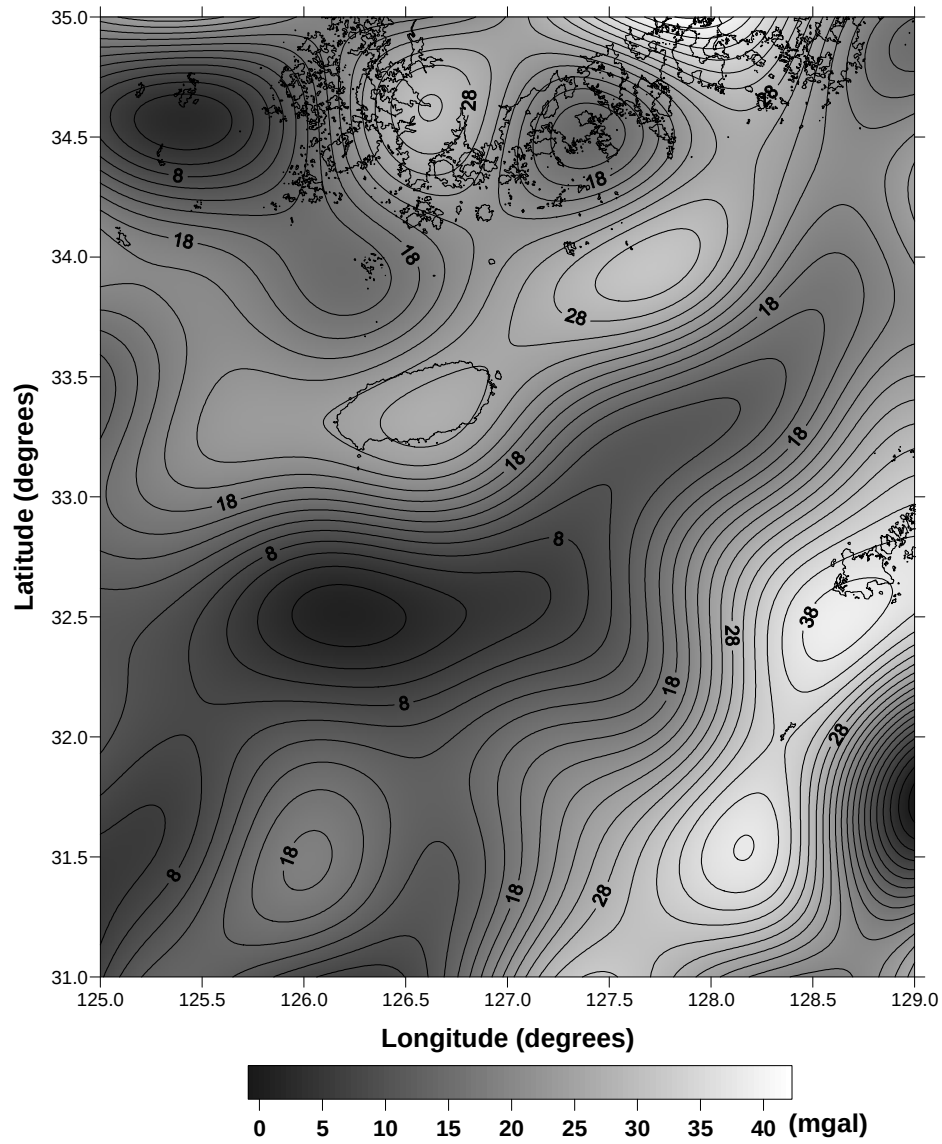


Fig. 12. The free-air gravity anomaly map in and around Jeju island computed from EIGEN-GL04C geopotential model up to degree and order 360.

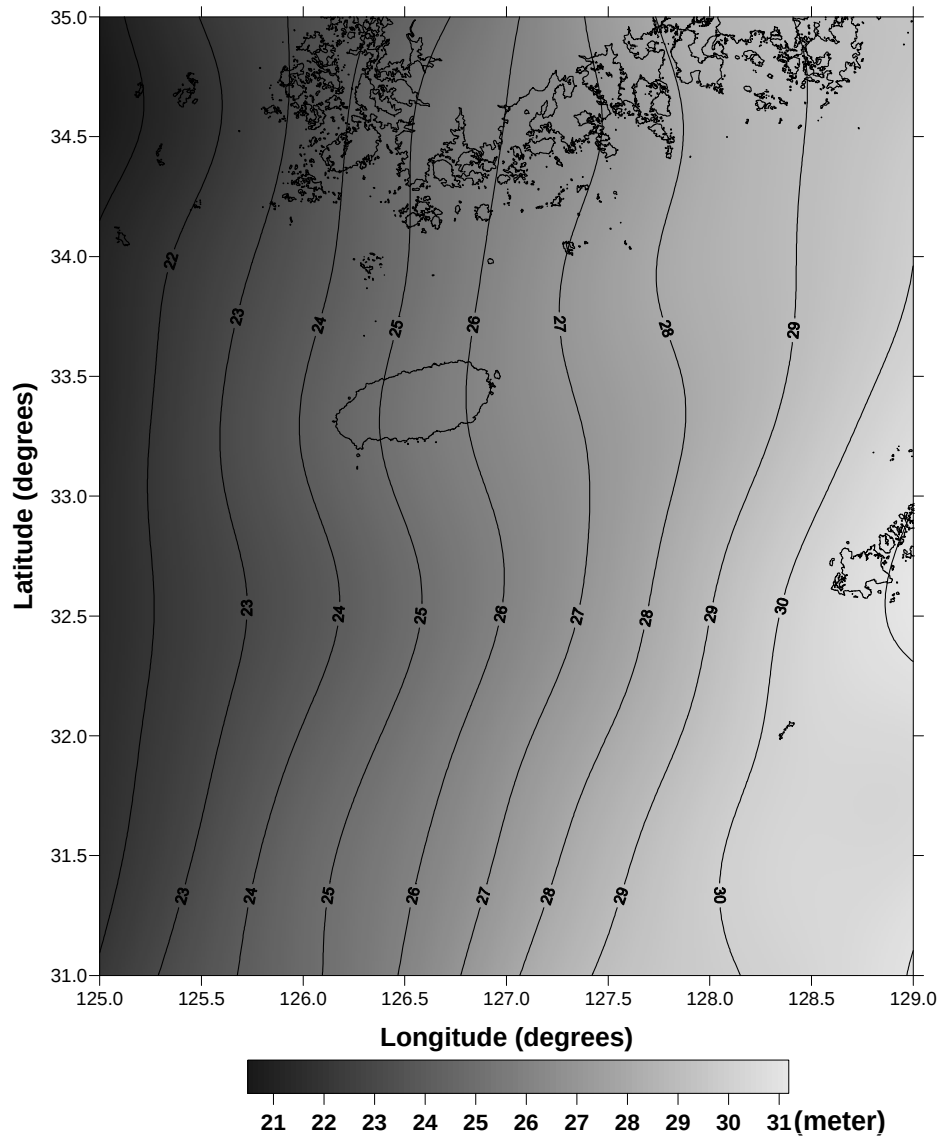


Fig. 13. The geoid undulation map in and around Jeju island computed from EIGEN-GL04C geopotential model up to degree and order 360 refer to WGS84 ellipsoid.

3.4. Permanent Tide의 고려

지오이드의 표현은 달과 태양에 의한 지구 조석의 영향으로 복잡하게 나타나고 이러한 조석의 영향을 고려하여 세 종류의 지오이드 시스템으로 표현할 수 있다. 달과 태양에 의한 모든 조석의 영향을 제거한 tide-free 시스템과 달과 태양의 영향을 고려한 mean-tide 시스템, 달과 태양에 의한 직접적인 조석의 영향만을 제거한 zero-tide 시스템으로 분류된다(Ekman, 1989; Rapp et al., 1991).

EGM96 지구중력장모델과 EIGEN-GL04C 지구중력장모델은 tide-free 시스템으로 이루어져 있지만 통상 지오이드는 mean-tide 시스템을 추구하고 있다. 따라서 EGM96에 의한 지오이드를 계산할 경우 tide-free 시스템에서 zero-tide 시스템으로 전환한 후, 이 계산 결과를 mean-tide 시스템으로 보정하여야 한다.

tide-free 시스템에서 zero-tide 시스템으로의 전환은 다음과 같이 $\bar{C}(2,0)$ 계수의 보정으로 가능하다(Rapp et al., 1991).

$$\bar{C}(2,0)_{zero-tide} = \bar{C}(2,0)_{tide-free} - 3.11080 \times 10^{-8} \times 0.3 / \sqrt{5} \quad (3-1)$$

물론, 앞서 언급한 타원체 보정의 과정에서도 zero-tide의 영향을 고려하여 $\bar{C}(2,0)$ 계수의 보정을 실시하여야 한다.

Zero-tide 시스템으로 계산한 결과를 mean-tide 시스템으로 보정하기 위해서는 다음의 보정치를 zero-tide 시스템에 더해주면 된다(Ekman, 1989).

$$N_m - N_z = 9.9 - 29.6 \sin^2 \phi \quad (3-2)$$

여기서 N_m 은 mean-tide 시스템의 지오이드, N_z 는 zero-tide 시스템의 지오이드 높이이다.

3.5. 육상 중력자료

정밀 지오이드 모델 개발을 위해서는 광역 지오이드 결정을 위한 지구중력장모델뿐만 아니라 연구 지역 주변의 단파장의 잔류 지오이드 결정에 이용되는 정확한 중력자료가 필수적이다(Featherstone, 2003). 이를 위하여 연구지역인 제주도를 1.5 km × 1.5 km 격자로 나누어 각 격자에 적어도 한 지점의 중력측정이 이루어 질 수 있도록 하였다. 중력측정은 제주도 본섬과 인근에 있는 비양도, 우도, 마라도, 가파도를 포함하여 측정하였으며, 중력측정 시 GPS측량을 병행하여 중력측정 지점의 위치를 정확히 측정하도록 하였다. 한 번의 야외조사 활동으로 제주도 전 지역에 걸친 중력측정이 이루어지지 않아 2002년에서 2005년 사이 5회에 걸쳐 총 944지점의 중력을 측정하였으며 Table 4과 Fig. 14에 나타내었다.

중력측정에 사용된 중력계는 미국 LaCoste & Romberg사의 LaCoste & Romberg G-type 중력계와 캐나다 Scintrex사의 CG-3 Autograv 중력계를 사용하였다. 이들 LaCoste & Romberg사와 Scintrex사의 중력계 측정 정밀도는 각각 0.01 mgal과 0.005 mgal이다. 본 연구에 사용된 중력계는 상대 중력계로 측정된 중력값을 절대중력값으로 변환하기 위해서는 중력 기점이 필요하며, 본 연구에 사용된 중력 기점은 부산대학교 내에 위치한 부산대학교 기점(위도 : 36° 13' N, 경도 : 129° 05' E, 표고 : 52.57 m, 중력값 : 979,759.931 mgal)을 이용하였다.

Table 4. Period of the gravity survey, measured points and area.

Period of the gravity survey	measured points	measured area
2002. 7. 24. ~ 2002. 8. 23.	877	Jeju
2003. 7. 28. ~ 2003. 8. 3.	25	Halla Mt.
2003. 9. 2. ~ 2003. 9. 8.	11	Top of Halla Mt.
2004. 4. 3. ~ 2004. 4. 4.	9	Marado
2005. 7. 29. ~ 2005. 7. 31.	22	Gapado

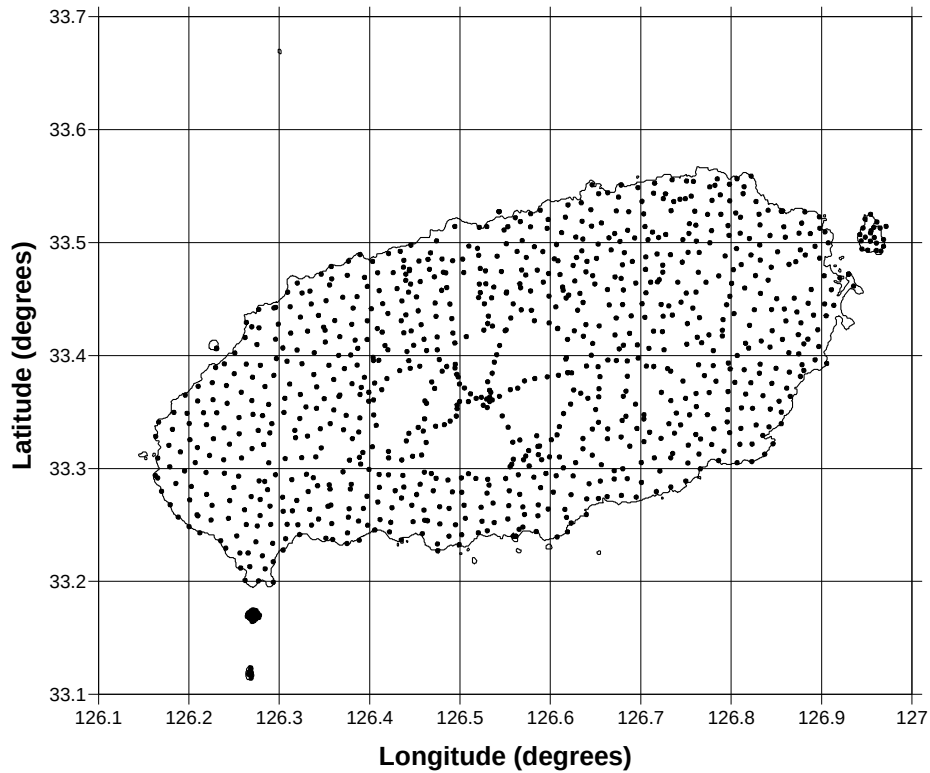


Fig. 14. Distribution of land gravity observations in JEJU island.

3.5.1. 수준측량

표고를 정확히 알고 있는 수준점에서 GPS측량의 결과를 이용하면 타원체 높이와 표고의 차이인 지오이드 높이를 계산할 수 있다. 이는 정밀 지오이드 계산 시 최적 상수 결정에 이용되며 또한 개발된 지오이드의 검증에 활용될 수 있다. 제주도의 수준점은 제주시 관덕정에 위치한 제주기점을 기점으로 하여 그림 2에서와 같이 제주도를 순환하는 12번 국도를 따라 16-0-1라인, 95번 도로를 따라 16-0-2라인, 11번 도로를 따라 16-0-3라인, 국도 97번 도로를 따라 16-0-4라인이 각각 매설되어 있다. Fig. 15의 점선에 나타낸 바와 같이 제주도의 수준망은 해안가와 제주도 내륙에 설치된 수준망도 비교

적 저지대에 설치되어 있는 것을 알 수 있다. 따라서 본 연구에서는 저지대에 편중되어 있는 수준망을 보완하기 위하여 수준측량을 하였다. 수준측량은 정밀한 측량 성과를 얻기 위하여 왕복 측량이 이루어 져야 하지만 측량 인원 부족과 시간, 경비 등의 제약에 의하여 단일 기선으로 수준점과 수준점을 폐합하도록 측량 하였다.

수준측량은 Fig. 15의 실선과 같이 제주시 노형동에 위치한 BM16-0-2-3에서 시작하여 99번 도로를 따라 수준측량을 하여 제주도 서귀포시에 위치한 BM16-0-1-40과 제주시 영평동에 위치한 BM16-0-3-5에서 폐합하였으며, 한라산의 등산로를 따라 측량을 하기 위하여 서편 한라산 입구인 어리목까지 수준측량을 실시하였다. 수준측량을 실시한 기선의 길이는 BM16-0-2-3으로부터 BM16-0-1-40까지 약 26 km, BM16-0-2-3으로부터 BM0-1-3-5까지 약 14 km에 달하며, 99번 도로에서 영실까지의 수준측량 거리는 약 3.6 km에 달한다. 이들의 수준점 폐합오차는 BM16-0-2-3으로부터 BM16-0-1-40까지 -0.091 m, BM16-0-2-3으로부터 BM16-1-3-5까지 0.122 m가 발생하였고, 또한 수준측량 시에 도로변에 수준측량 위치를 표시하여 약 2 km마다 중력측정과 GPS측량을 하여 지오이드 높이를 산출함과 동시에 GPS/leveling 지오이드 계산에 사용하도록 하였다. 수준측량선을 따라 측정한 중력 지점은 총 27개 지점이다.

3.5.2. 광파측량

앞서 언급한 바와 같이 제주도의 저지대에 편중되어 있는 수준망을 극복하고 정확한 지오이드 높이를 산출하기 위하여 한라산의 등산로를 따라 중력측정과 동시에 GPS측량 및 광파측량을 실시하였다. 광파측량은 2003년 9월 2일부터 2003년 9월 8일까지 7일간 하였으며, Fig. 15에서 한라산 정상 부근의 점선에 나타난 등산로를 따라 영실입구에 수준측량 측정점에서 시작하여 한라산 정상을 지나 11번 도로변의 BM16-0-3-5로 가는 수준측량 라인에 폐합시켰다. 광파측량 기선의 길이는 약 10.5 km 정도이며, 이때의 폐합오차는 38.34 cm로 비교적 크게 나타났으며, 이는 측량라인이 길었음 뿐만

아니라 한라산의 험한 지형을 측량하며 오차가 비교적 많이 내포된 것으로 여겨진다. 이 오차는 평균하여 각 측점에 균등분배 하였다. 광파측량선을 따라 측정한 중력측정 지점의 개수는 15개 지점으로 저지대에 분포한 수준점을 보강함으로써 고지대의 지오이드 높이를 구할 수 있게 되었다.

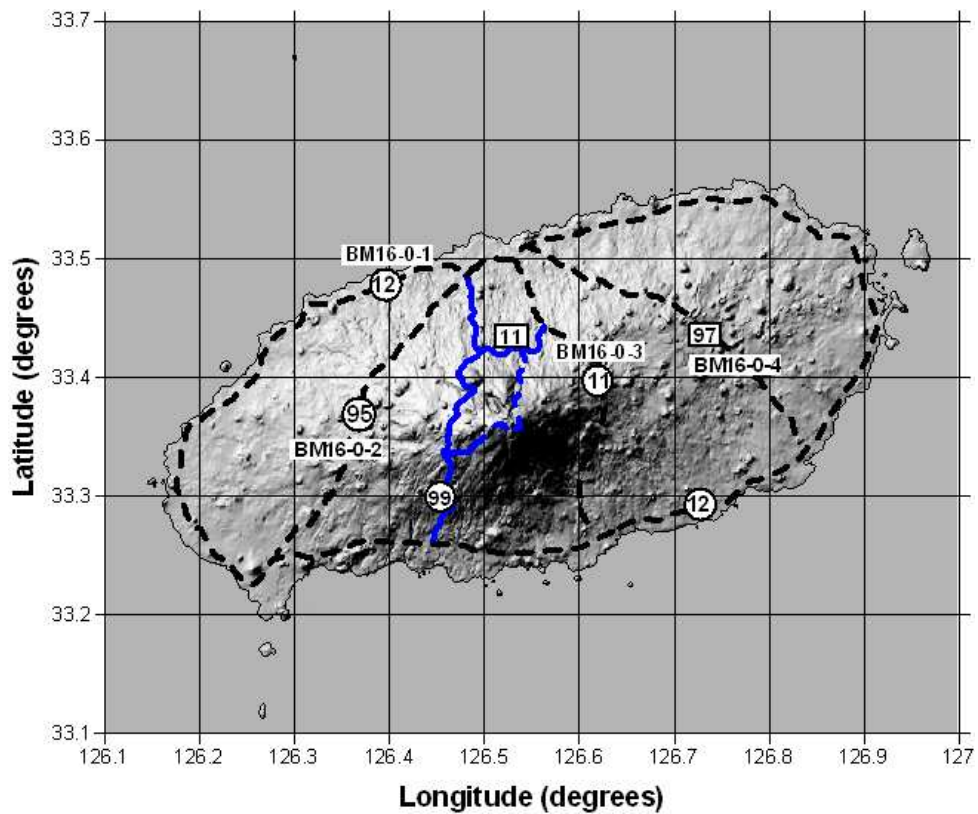


Fig. 15. Distribution of BM(bench mark) line and leveling line.

3.5.3 TBM (Tidal Bench Mark)

해양수산부 국립해양조사원은 제주도에서 다섯 곳의 검조소를 운영하고 있으며 검조소마다 각 검조소의 평균해수면을 구하고 이를 기준으로 높이를 정확하게 구해놓은 TBM(tidal bench mark)이 설치되어 있다. Fig. 16은 국립해양조사원에서 제주도 내에 설치한 검조소의 TBM위치를 나타낸 그림이다. 이들 TBM에서 중력측정 및 GPS측량을 하였다.

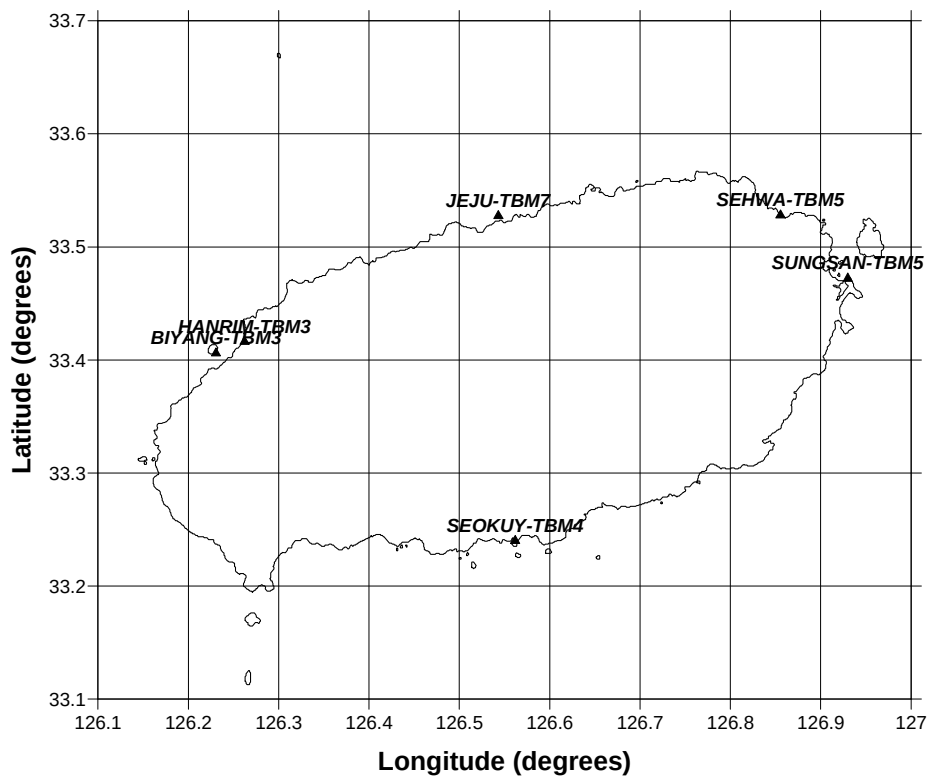


Fig. 16. Distribution map of NORI(National Oceanographic Research Institute)'s TBM.

3.5.4. 육상 중력 기본 보정

본 연구에서 사용된 중력계는 상대 중력계로 상대 중력계로 측정된 중력 자료는 측정된 기계값을 중력 단위로 변환하고, 조석보정과 기계 변이에 대한 보정을 하여야 한다. 이의 결과에 폐합오차 조정을 하여 중력측정 시 실수를 발견할 수 있을 뿐만 아니라 미세한 오차까지 보정이 가능하다.

(1) 기계 값 변환

상대 중력계로 측정한 중력은 엄밀히 말해 각 지점 간의 중력값의 차이가 아니고 중력계 스프링의 길이 변화를 측정한 기계값으로 이를 중력 단위로 환산하는 과정이 필요하다.

(2) 지구 조석 보정

달이나 태양의 기하학적 위치에 따른 인력의 영향으로 나타나는 기조력의 변화는 시간과 장소에 따라 다르게 나타나며 이의 영향은 약 0.3 mgal에 이른다. 지구 조석의 계산에는 두 가지의 방법이 있다. 하나는 조화 함수로 기조력 포텐셜을 나타내는 것이며, 다른 하나는 태양과 달의 각 시간에 해당하는 기하학적 위치로부터 계산하는 것이다. 전자의 방법은 Love 수에 종속되는 주파수에 좀 더 쉽게 적용할 수 있으나, 후자의 방법에 의하여 얻는 정확도를 얻으려면 고차항의 trigonometrical term까지의 전개가 필요하다.

지구를 완전강체로 가정할 때 지표면 상의 점 P에서 외부 천체에 의한 기조력 포텐셜 V 는 식(3-1)과 같이 나타낼 수 있다(Garland, 1971; Tsuboi, 1983; Fig. 17).

$$V = \frac{3}{2}g \left(\frac{M}{M_e} \right) \frac{a^2 R^2}{r^3} \left(\cos^2 z - \frac{1}{3} \right) \quad (3-1)$$

여기서,

a : 관측 지점의 지구반경

- R : 지구의 평균반경
 g : 관측 지점의 중력
 M_e : 지구의 질량
 M : 기조력을 일으키는 천체의 질량
 r : 지구중심과 천체사이의 거리
 z : 천체의 천정거리

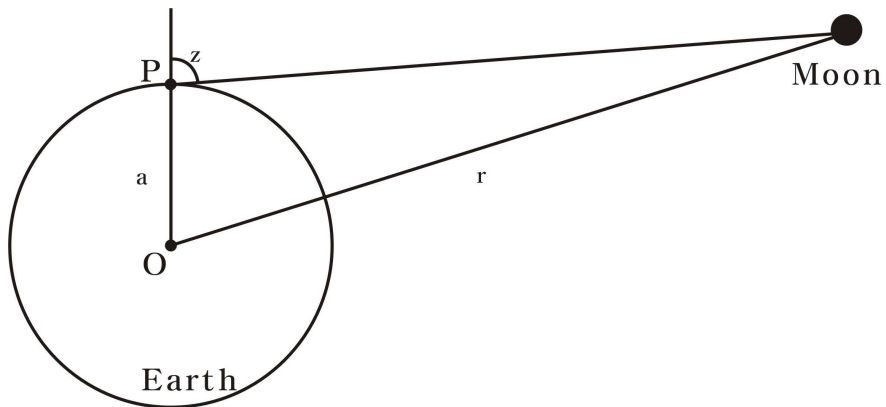


Fig. 17. Earth tide potential due to celestial object.

기조력 포텐셜 V 에 의한 조석을 equilibrium tide라 하며, 달과 태양에 의한 equilibrium tide의 크기는 각각 식(3-2), (3-3)과 같다(Bomford, 1977).

$$\left(\frac{V_M}{g} \right) \left(\cos 2z + \frac{1}{3} \right) = 0.267 \left(\cos 2z + \frac{1}{3} \right) m \quad (3-2)$$

여기서,

V_M : 달에 의한 기조력 포텐셜

z : 달의 천정거리

$$\left(\frac{V_S}{g}\right)\left(\cos 2z' + \frac{1}{3}\right) = 0.123\left(\cos 2z' + \frac{1}{3}\right)m \quad (3-3)$$

여기서,

V_S : 태양에 의한 기조력 포텐셜

z' : 태양의 천정거리

그러므로 기조력 포텐셜에 의한 중력 변화의 수직성분 g_v 와 수평성분 g_h 는 각각 식(3-4), (3-5)와 같이 된다.

$$g_v = \frac{\partial V}{\partial a} = 3g\left(\frac{M}{M_e}\right)\frac{aR^2}{r^3}\left(\cos^2 z - \frac{1}{3}\right) \quad (3-4)$$

$$g_h = \frac{\partial V}{\partial \text{Partial}z} = \frac{3}{2}g\left(\frac{M}{M_e}\right)\frac{aR^2}{r^3}\sin z \quad (3-5)$$

식 (3-4), (3-5)에서 달에 의한 영향 g_{vm} , g_{hm} 과 태양에 의한 영향 g_{vs} , g_{hs} 는 각각 식(3-6), (3-7) 그리고 (3-8), (3-9)로 나타낼 수 있다.

$$g_{vm} = \frac{GM_m a}{r^3}(3\cos^2 z - 1) + \frac{3}{2}\frac{GM_m a^2}{r^4}(5\cos^3 z - 3\cos z) \quad (3-6)$$

$$g_{hm} = \frac{3}{2}\frac{GM_m a}{r^3}\sin 2z + \frac{3}{2}\frac{GM_m a^2}{r^4}(5\cos^3 z - 1)\sin z \quad (3-7)$$

여기서,

G : 만유인력 상수

M_m : 달의 질량

r : 지구중심과 달 사이의 거리

$$g_{vs} = \frac{GM_s a}{r'^3} (3\cos z' - 1) \quad (3-8)$$

$$g_{hs} = \frac{3}{2} \frac{GM_s a}{r'^3} \sin 2z' \quad (3-9)$$

여기서,

M_s : 태양의 질량

r' : 지구중심과 태양 사이의 거리

이상으로 기조력에 의한 지구중력의 변화량 g_0 는

$$g_0 = g_{vm} + g_{vs} \quad (3-10)$$

가된다.

이러한 기조력을 달과 태양의 궤도 자료를 이용하여 1959년 Longman과 이후 Tamura 및 여러 과학자들에 의해 지구상의 임의의 지점에 대한 위치와 시간 정보만으로 지구 조석의 계산이 가능하게 되었다(Dehlinger, 1978; Longman, 1959; Tamura, 1982). International Association of Geodesy(IAG)의 Earth Tide Commission(ETC)에서 Tamura의 Fortran 프로그램을 추천 및 제공하고 있어 본 연구에서는 Tamura의 Fortran 프로그램을 이용하여 지구 조석 보정을 하였다(Tamura, 1987; Tamura et al. 1991)

이상과 같은 지구 조석은 지구가 완전한 강체라는 가정 하에 계산하는 것으로 실제로 강체가 아닌 지구는 강성률 분포에 의해 실제 지구 조석과 차이가 발생하며, 이론 지구 조석과 실제 지구 조석의 비를 기조력 상수라 한다. 국내의 경우 김호련과 권병두(1988), 김문정(1999) 등에 의하여 기조력 상수에 대한 연구가 선행되었으나 이들의 연구는 각각 서울과 부산에서 수행되었고 제주도에 관한 연구는 수행되지 않아 기조력 상수는 평균값인 1.18을 이용하였다.

(3) 기기 변이 보정

일반적으로 사용하고 있는 상대중력계는 기본적으로 spring system을 이용하고 있다. 그러므로 여러 가지 원인에 의해 시간에 따른 spring의 길이 변화가 다르게 나타나며 이에 의한 중력변화를 기기 변이라 한다. 이는 중력 측정점을 중복 측정하고 중복측점의 중력값 차이와 시간차이를 이용하여 시간에 따른 중력변화 기울기를 구하여 보정할 수 있다.

(4) 폐합오차의 조정

여러 가지 요인에 의해 중력의 폐합 오차는 0 이 되지 않으며 이는 주로 관측 오차에서 기인하는 것이다. 이를 보정하기 위하여 모든 중복 측정 지점의 폐합오차를 구하여 이를 조정해 주어야 한다. 본 연구에서는 이들 오차의 제거를 통해 최적의 절대 중력값을 얻기 위하여 중복 측정된 자료들과 최소자승법을 통한 망 조정을 하였다(Wolf and Ghiliani, 1997).

3.5.5. 중력보정과 중력 이상

관측중력에는 중력측점의 다양한 물리적 조건에 따른 영향이 포함되어 있으므로 이를 직접 각종 연구목적의 해석에 이용하기는 거의 불가능하다. 따라서 중력자료를 각종 연구에 이용하기 위해서는 다양한 중력측정 지점의 조건을 동일하게 만들어 주기 위한 여러 가지 보정이 필요하다.

중력 이상이란 관측된 중력값에 각종 보정을 한 다음 정규중력값과의 차이를 나타내는 것으로 보정 정도에 따라 Free-air이상, Bouguer이상, 지각균형이상 등으로 나눌 수 있다.

(1) 정규중력

WGS84 타원체는 지심좌표의 등포텐셜 면을 가지는 회전타원체로 정의되었다. 등포텐셜 타원체는 간단히 등포텐셜 면으로 정의되는 것으로, 다시 말해 타원체 면상의 모든 지점의 포텐셜은 같다. WGS84 타원체는 이론적인

중력포텐셜의 등포텐셜면으로 만들어 졌다. 이 이론적인 중력포텐셜은 타원체 내부의 밀도 분포와는 상관없이 네 개의 독립적인 파라메타로 정의된다. 이 파라메타 들은 타원체 장축(semimajor axis) a , 정규화된 이차 zonal gravitational coefficient (C_{20}), 지구 회전 각속도(ω), 지심인력 상수(GM)이다.

정규중력(γ)는 지구를 2축 부등체로 타원체로 가정한 경우의 타원체면 상에서의 위도변화에 따른 중력의 변화를 나타낸 식이다. 타원체 상의 임의의 지점에서의 표준 중력값은 식(3-11)의 Somigliana의 식으로 구할 수 있다.

$$\gamma = \frac{a\gamma_e \cos^2\Phi + b\gamma_p \sin^2\Phi}{\sqrt{a^2 \cos^2\Phi + b^2 \sin^2\Phi}} \quad (3-11)$$

여기서,

a, b : semimajor and semiminor axes of the ellipsoid

γ_e, γ_p : theoretical gravity at the equator and poles

Φ : geodetic latitude

Table 5에 WGS84 타원체의 독립된 네 개 상수와 이로부터 유도된 파라미터들을 나타내었다.

(2) 대기질량효과

정규중력식은 인공위성 관측에 의한 지심인력 상수 GM 을 이용하여 계산한 것이므로 이 식에는 지구 주위의 대기 질량의 영향이 포함되어 있다. 한편 지표면에서 중력을 측정할 경우 측정지점과 지구중심을 반경으로 하는 구의 상부에 있는 대기 질량에 의한 영향은 상쇄되어 나타나지 않고 하부의 질량에 의한 영향만 포함되게 된다. 따라서 중력 이상을 산출할 경우 정규중력 속에 포함되어 있는 대기 질량 효과가 과 보정되어 중력 이상은 대기질량의 영향만큼 작게 나타난다. 이를 보정하는 것이 대기질량보정이며 이의

보정(Δg_a)은 식(3-12)로 나타낼 수 있다(이과년표, 2003).

$$\Delta g_a = 0.86 - 0.0000978h \text{ mgal} \quad (3-12)$$

여기서, h 는 측점의 고도이고 단위는 m 이다.

(3) 고도보정(Free-air correction)

중력의 변화에 가장 큰 영향을 미치는 요소는 관측지점의 고도차에 의한 영향이다. 따라서 다양한 높이에서 관측한 중력값을 동일한 보정기준면에서의 중력값으로 환산하는 것이 고도보정이다. 보정기준면은 통상 평균해수면으로 하고 있으며 본 연구에서도 평균해수면을 보정기준면으로 하여 고도보정값(Δg_f)을 구하였다.

지구를 타원이 아니라 구라고 가정하면, 높이 차이 h 에 의한 중력차 Δg_h 는

$$\Delta g_h = \frac{2g_0h}{R} - \frac{3g_0h^2}{R^2} + \dots \quad (3-13)$$

이 된다. 이 식에서 2차 이상의 항은 무시하고 1924년 타원체 상수와 IGF를 이용하여 위도 45° 의 경우를 계산하면 유명한 프리에어 계수 0.3086 mgal/m 가 된다, 즉, 0.3086 은 지구를 구라고 가정하였고, 부정확한 지구 반경과 표준 중력식을 이용하였으며 위도 45° 를 지구의 평균으로 간주하여 계산한 값이다(박영수 등, 2006).

Li and Götze(2001)는 h 에서의 완전한(closed-form) 이론 중력식을 유도하였다. Li and Götze는 기원타원체의 장축과 단축을 a, b 라 하고 높이 h 를 지나는 타원의 장축과 단축을 a', b' 변환 위도를 β, β' 라고 하면 적절한 기하학적 계산으로 식(3-14)를 얻는다.

$$\gamma_h = \frac{1}{W} \left\{ \frac{GM}{b'^2 + E^2} + \frac{\omega^2 a^2 E q'}{(b'^2 + E^2) q_0} \left(\frac{1}{2} \sin^2 \beta' - \frac{1}{6} \right) - \omega^2 b' \cos^2 \beta' \right\} \quad (3-14)$$

여기서,

$$W = \sqrt{\frac{b'^2 + E^2 \sin^2 \beta'}{b'^2 + E^2}}, \quad E = \sqrt{a^2 - b^2}, \quad b' = \sqrt{r''^2 - E^2 \cos^2 \beta'}$$

$$q_0 = \frac{1}{2} \left\{ \left(1 + \frac{3b^2}{E^2} \right) \tan^{-1} \frac{E}{b} - \frac{3b}{E} \right\}, \quad q' = 3 \left(1 + \frac{b'^2}{E^2} \right) \left(1 - \frac{b'}{E} \tan^{-1} \frac{E}{b'} \right) - 1$$

$$\cos \beta' = \sqrt{\frac{1}{2} + \frac{R}{2} - \sqrt{\frac{1}{4} + \frac{R^2}{4} - \frac{D}{2}}}, \quad R = r''^2 / E^2, \quad D = d''^2 / E^2$$

$$r''^2 = r'^2 + z'^2, \quad d''^2 = r'^2 - d'^2, \quad r' = a \cos \beta + h \cos \phi, \quad z' = b \sin \beta + h \sin \phi$$

식 (3-14)를 2차 항까지 급수 전개한 근사식은 식(3-15)와 같이 된다.

$$\Delta g_h = \frac{2\gamma_e}{a} \left[1 + f + m + \left(\frac{5}{2}m - 3f \right) \sin^2 \Phi \right] h - \frac{3\gamma_e}{a^2} h^2 \quad (3-15)$$

여기서, $f = \frac{a-b}{a}$, a , b 는 타원체의 장축과 단축, $m = \frac{\omega^2 a^2 b}{GM}$, ω 는 회전 각속도, γ_e 는 적도에서의 표준중력 이다. 식(3-15)에 WGS84 타원체 상수를 넣으면 식(3-16)과 같이 된다.

$$\Delta g_h = (0.3087691 - 0.00043978 \sin^2 \Phi) h - 7.21252 \times 10^{-8} h^2 \quad (3-16)$$

본 연구에서는 식(3-16)를 이용하여 고도보정값을 계산하였다.

(4) 부계보정(Bouguer correction)

고도보정을 하면 모든 관측지점의 중력값들이 동일 보정기준면에서의 관측값으로 보정이 되나 중력 관측지점과 보정기준면 사이의 물질에 의한 인

력효과는 여전히 남아 있게된다. 따라서 부계보정은 이 물질에 의한 인력 효과를 제거하는 과정이다. 통상 부계보정은 관측지점과 보정기준면 사이의 물질을 무한평판으로 가정하여 계산하였으나 LaFehr(1991)에 의해 구면 캡 (Fig. 18)에 의한 중력 효과의 완전한 식이 식(3-17)와 같이 유도되었다. 따라서 본 연구에서는 LaFehr(1991)의 식을 부계보정에 이용하였다.

$$\Delta g_{SC} = 2\pi G\rho\{(1+\mu)h - \lambda R\} \quad (3-17)$$

여기서,

$$\begin{aligned} \lambda &= \frac{1}{3} \left\{ (d+f\delta+\delta^2) [(f-\delta)^2 + \kappa]^{1/2} + p + m \log_e \frac{n}{f-\delta + [(f-\delta)^2 + \kappa]^{1/2}} \right\} \\ \mu &= \left(\frac{1}{3} \eta^2 - \eta \right), \quad \eta = h/R, \quad p = -6\cos^2\alpha \sin(\alpha/2) + 4\sin^3(\alpha/2), \\ d &= 3\cos^2\alpha - 2, \quad n = 2[\sin(\alpha/2) - \sin^2(\alpha/2)], \quad f = \cos\alpha \\ \kappa &= \sin^2\alpha, \quad m = -3\sin^2\alpha \cos\alpha, \quad R = R_0 + h, \quad \alpha = S/R_0, \quad \delta = R_0/R \end{aligned}$$

이다. G 는 만유인력상수, ρ 는 지각의 밀도, R_0 는 지구의 평균 반지름, h 는 측정점의 높이이고 S 는 Bullard B 반지름으로 166.735 km이다.

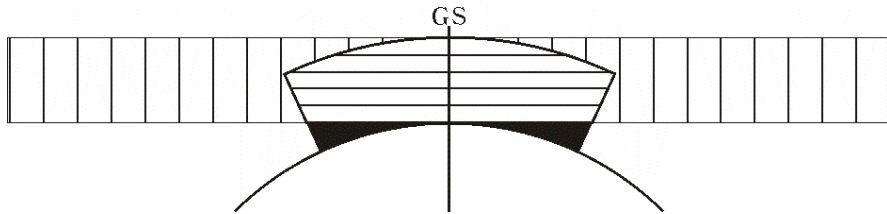


Fig. 18. The Bullard B correction for the curvature of the Earth away from a gravity station(GS): black = the section of the spherical cap directly underlying the infinite slab, which pulls downwards increasing the observed value of gravity; vertical stripes = the truncation of the infinite Bouguer slab at 166.735 km, which decreases the observed value of gravity, after LaFehr(1991).

Table 5. The geometry of the WGS84 ellipsoid and physical constants related to it.

Constant	Notatio n	value/unit
Four defining parameter		
Semimajor axis	a	6378137 m
Normalized second degree Zonal Harmonic Coefficient of the Gravitational Potential	$\overline{C}_{20}$	$-484.16685 \times 10^{-6}$
Angular Velocity of the Earth The Earth's Gravitational Constant(Mass of Earth's Atmosphere Included)	ω GM	$7292115 \times 10^{-11} \text{ rad s}^{-1}$ $3986005 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$
Derived Geometric Constant		
Flattening(Ellipticity)	f	1/298.257223563
Semi-minor axis	b	6356752.3142 m
First Eccentricity	e	$8.18191908426 \times 10^{-2}$
Second Eccentricity square	e^2	$6.69437999013 \times 10^{-3}$
Linear Eccentricity	E	521854.0084 m
Axis ration	b/a	0.996647189335
Mean Radius of Semiaxes	R_1	6371008.7714 m
Drived Physical constants		
Normal Gravity Potential of the Ellipsoid	U_0	$62636860.8497 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
Normal gravity at the equator	γ_e	978032.67714 mgal
Normal gravity at the pole	γ_p	983218.63685 mgal
Mean Value of Normal Gravity	$\overline{\gamma}$	979764.46561 mgal

3.5.6. 중력 이상

중력 이상이란 관측된 중력값에 각종 보정을 한 다음 정규중력값과의 차이를 나타내는 것이다. 고도이상(g_{fa})은 관측값에 대기질량보정, 고도보정을 한 후 정규중력값과의 차이를 나타내는 것으로 식(3-18)로 나타낸다.

$$g_{fa} = (g_{obs} + g_a + g_f) - g_n \quad (3-18)$$

여기서, g_{obs} 는 관측중력값, g_a 는 대기질량보정값, g_f 는 고도보정값, g_n 는 표준중력값이다.

부계이상은 고도보정값에 부계보정을 한 후 정규중력값과의 차이를 나타내는 것으로 식(3-19)으로 나타낼 수 있다.

$$g_{ba} = (g_{fa} - g_b) - g_n \quad (3-19)$$

여기서, g_b 는 부계보정값이다.

정밀 지오이드 계산에 이용되는 고도이상은 지오이드 외부의 물질의 영향을 지오이드 내부에 포함시킨 condensed free-air 이상을 사용하며 condensed free-air 이상은 식(3-20)로 나타낸다.

$$g_{cfa} = g_{ba} + 2\pi G\rho H \quad (3-20)$$

식 (3-18)에서 (3-20)에 의해 제주도지역 육상중력자료의 고도이상, 부계이상, condensed free-air 이상을 계산하였으며, 이를 Fig. 19, Fig. 20, Fig. 21에 나타내었다.

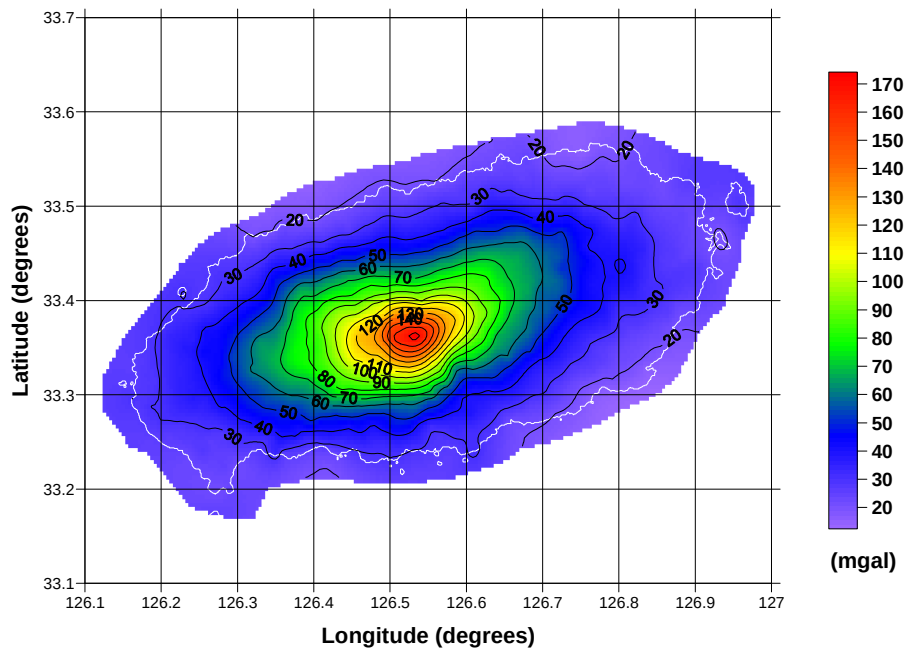


Fig. 19. The free-air gravity anomaly map in JEJU island.

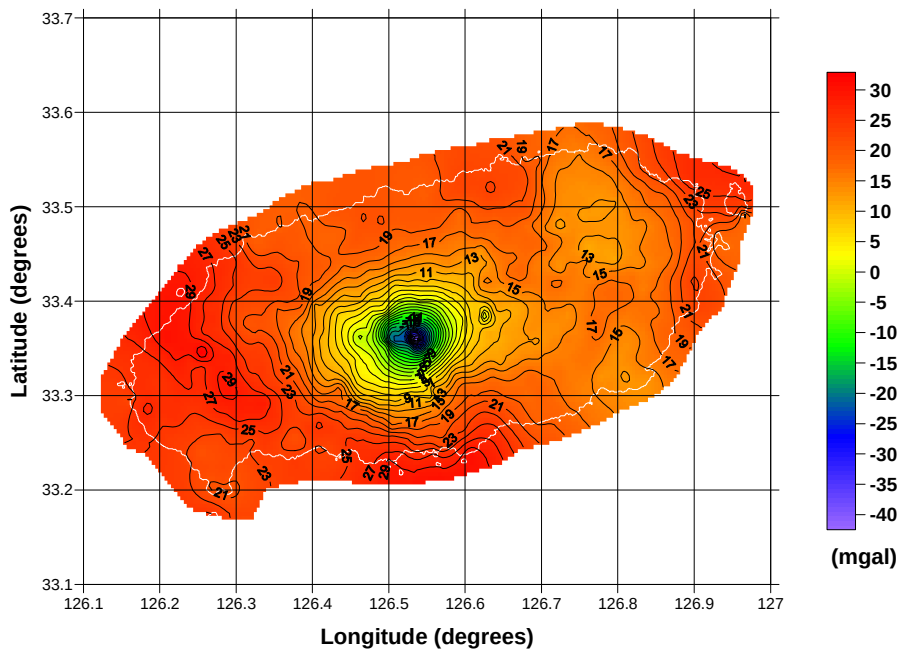


Fig. 20. The simple bouguer gravity anomaly map in JEJU island.

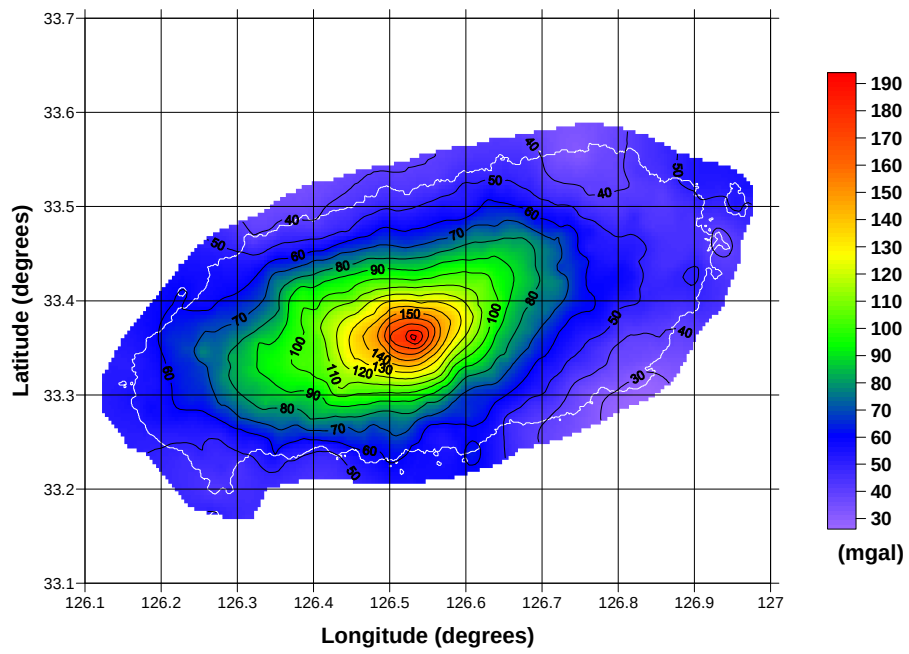


Fig. 21. The condensed-free air gravity anomaly map in JEJU island.

3.6. 선상 중력자료

연구지역의 단파장의 지오이드를 결정을 위해서는 연구지역 보다 넓은 범위의 중력자료가 필요하다. 따라서 육상 중력자료뿐만 아니라 해양 중력자료가 필요하다. 이를 위해 해양 중력자료로 국립해양조사원이 측정한 선상 중력자료와 해면 고도계 위성 중력자료를 활용하였다.

선상 중력자료는 해상에서 중력계를 탑재한 탐사선을 이용하여 측정하며 제한된 지역이긴 하지만 측정 자료의 정확도가 측위 시스템과 중력측정 장비의 발달로 과거에 비해 현저히 개선되었다(Wessel and Watts, 1988). 선상 중력자료는 측정과 처리 과정에 있어 여러 가지 사항을 고려해야 한다. 즉 육상 중력 기점을 이용한 절대 중력으로의 환산 문제, 선박 항해 위치의 부정확성에 따른 Eötvös 효과의 오차, 중력계의 기계적 특성, 중력측정 시의 해상 조건 등에서 기인하는 오차를 최소화시켜야 한다(원지훈, 2004).

해양지역의 중력자료는 국립해양조사원이 2003년 '바다로 1'호를 이용하여 4월 6일부터 5월 24일까지의 기간 동안 총 9회의 항차 동안 제주도 주위 지역에서 측정한 선상 중력자료를 이용 하였다(Fig. 22; Table 6). 국립해양조사원에서 측정한 선상 중력자료는 지오이드 계산에 사용될 수 있도록 자료 처리를 하였으며, 선상 중력자료 처리 과정은 다음과 같다.

3.6.1. 중력자료의 점검

측정된 선상 중력자료의 시간 순서, 위경도의 위치 등을 점검 하였다. '바다로 1'호는 GPS와 중력계가 네트워크로 연결되어 실시간으로 자료가 병합되나 시간 등의 순서가 다른 자료가 나타나고 있다. 이러한 잘못된 자료를 점검하여 제거 또는 수정하였다.

3.6.2. 절대중력 계산

육상 중력자료(Table 6)와 선상 중력자료를 이용하여 각 선상 중력측정 지점의 절대 중력을 계산하였다.

Table 6. Surveying schedule of the RV 'Badaro 1'

Cruise	Time (month, day, hour)	Harbor	Absolute Gravity(mgal)
1st. Departure	04 06 20	JEJU	979627.857
1st. Arrival	04 07 20	JEJU	979627.557
4th. Departure	04 21 08	HWASUN	979609.894
4th. Arrival	04 23 09	SUNGSAN	979622.819
5th. Departure	04 26 22	SUNGSAN	979622.821
5th. Arrival	04 29 09	SUNGSAN	979622.879
6th. Departure	05 02 15	SUNGSAN	979622.864
6th. Arrival	05 05 08	SUNGSAN	979622.826
7th. Departure	05 09 14	JEJU	979628.039
7th. Arrival	05 13 20	JEJU	979627.685
8th. Departure	05 22 13	SUNGSAN	979622.802
8th. Arrival	05 24 15	SUNGSAN	979622.797
9th. Departure	05 27 12	SUNGSAN	979622.812
9th. Arrival	06 05 18	SUNGSAN	979622.659

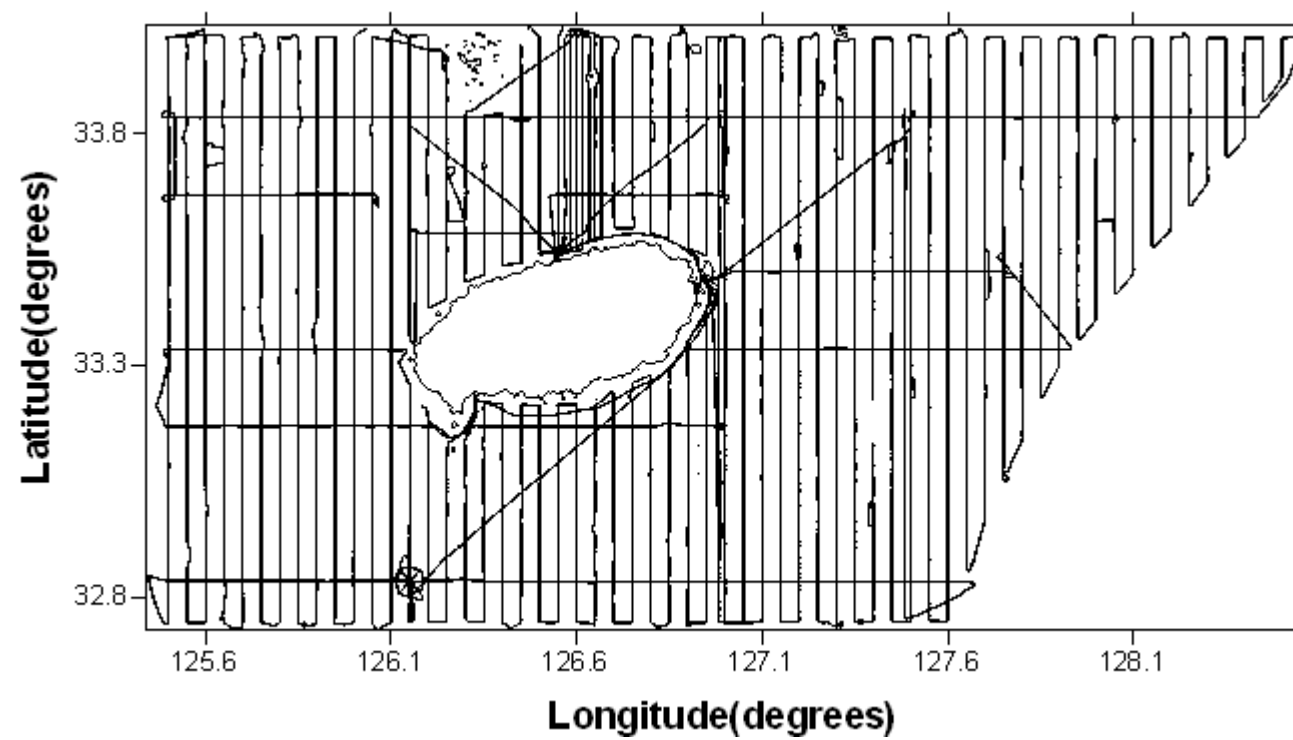


Fig. 22. Surveying track of the RV 'Badaro 1' in 2003.

3.6.3. 각 항차별 기조력 및 기계 변이 보정

선상 중력계는 육상 중력계와 마찬가지로 항해환경, 항해일수 및 입출항 상황에 따라 용수철의 길이 변화가 다르게 나타날 수 있으며, 각 항차마다 이를 고려한 보정이 필요하다. 이 보정은 시간에 따른 중력의 변화를 선형으로 가정하여 제거하는 기계변이 보정이며, 입·출항지에서 출항 전과 입항 후의 관측한 선상 중력값의 중력변화 기울기를 구하여 보정한다. 본 연구에서는 선상 중력 각 측정의 시각을 2003년 4월 1일 00시 00분 00초를 기준으로 하여 초 단위로 환산하였으며 이의 시간에 따라 기계변이를 계산하였다 (Table 7). 기계변이와 조석 보정을 마친 후 고도이상은 -120 mgal에서 234 mgal 사이에 분포하며 교차점의 개수는 884개 지점, 교점에서의 고도이상 RMS(root mean square)는 54.97 mgal로 계산되었다. 이를 Fig. 23에 나타내었고 교차점에서의 중력 차이 분포도를 Fig. 24에 나타내었다.

Table 7. Meter drifts of each cruise.

Cruise	Departure time	Arrival Time	Meter Drift (mGal/hour)
1st.	561000	646800	0.008917108
2nd.	646800	1491600	0.001651330
4th.	1812600	1989300	0.006977282
5th.	2295900	2508300	-0.000381728
6th.	2788800	3022800	0.006191782
7th.	3389400	3755400	0.009885294
8th.	4510200	4687800	-0.001419067
9th.	4935600	5736600	0.012157381

3.6.4. 탐사선의 회전점 제거

선상 중력측정 시 탐사선이 측선을 바꾸게 될 때 탐사선을 회전을 하게 되며 이때 원심력의 영향으로 비정상적인 중력치가 측정된다. 이러한 비정상적인 중력값은 현재의 측위 시스템으로는 보정할 수 없으므로 이 들을 제거 해야 한다.

3.6.5. GPS자료의 필터링

선상 중력자료의 처리는 정확한 Eötvös 보정이 가장 중요하다. 정확한 Eötvös 보정을 위해서는 정확한 위치 정보가 필요하며 이를 위해 GPS 자료의 필터가 필요하다. GPS 자료처럼 시공간 상에서 변화하는 변동양의 필터는 Kalman 필터가 최적인 것으로 알려져 있다. 따라서 GPS 자료에 이를 적용하기 위하여 Visual Numerics사의 IMSL에 포함된 Kalman 필터 서브루틴인 DKALMN을 이용하였다(Visual Numerics Inc., 1997).

3.6.6. Eötvös 보정

선상 중력측정은 선박의 항해 중에 중력을 측정한다. 따라서 선박의 운동 성분 중 지구 자전방향의 성분이 중력에 영향을 미치게 되어 선상에서의 측정 중력은 이 양만큼 차이가 나게 된다. 이러한 영향을 보정하는 것이 Eötvös 보정으로 선상 중력측정에 가장 큰 영향을 주는 요소로 이의 크기는 식(3-21)과 같다(Nettleton, 1976).

$$E = 2\omega V \cos\Phi \sin\alpha + \frac{V^2}{R} \quad (3-21)$$

여기서, E 는 Eötvös효과, ω 는 지구자전 각속도, V 는 선박의 속도, Φ 는 위도, α 는 선박의 진행방향으로 진북을 기준으로 한 시계방향의 각, R 은 지구의 반경이다.

바다로 1호는 선상 중력측정 시에 각 측점에 대한 위치 정보가 GPS에 의해 측정되어 제공되며 이의 정보를 이용하여 선박의 속도와 진행방향을 계산할 수 있다. 따라서 본 연구에서는 GPS에 의한 위치정보를 이용하여 Eötvös보정을 하였다.

탐사선의 회전에 의한 구심력 효과를 제거한 후 Kalman 필터 처리, Eötvös 보정 후의 교차점의 개수는 273개 지점, RMS 에러는 3.268 mgal 이며 고도이상은 -2 mgal에서 38 mgal 사이에 분포한다. 기조력과 기계 변이 보정을 한 후의 RMS 에러와 비교하였을 때 자료의 질이 확연히 좋아 졌음을 알 수 있다. Fig. 25는 구심력 효과 제거, Kalman 필터 처리, Eötvös 보정 후의 고도이상도와 이의 교차점에서의 중력 차이 분포를 Fig. 26에 나타내었다.

3.6.7. 교점오차 보정

여러 가지 원인의 오차로 인해 교점의 중력값은 서로 일치 하지 않으며 이들 중에는 물리적 법칙에 따라 발생하는 계통 오차(systematic error)처럼 예측과 제거가 가능한 것들도 있는 반면에 임의 오차(random error)와 같이 인간과 관측 기기의 불완전에서 기인한 오차들도 남아있게 된다. 이는 어떠한 물리 법칙을 따르는 것이 아니므로 확률의 법칙에 따라 다루어야 한다. 이를 위해 보정된 후의 값이 관측값을 가지게 되는 잔차를 최소화시키는 방법을 통해 교점 오차 보정을 하였다(Wolf and Ghilani, 1997).

최소 자승법을 이용하여 교차점에서의 고도이상 차이를 보정한 결과 오차의 범위는 -0.55 mgal에서 0.24 mgal 사이에 분포하며 이의 RMS는 0.126 mgal이다. Fig. 27은 교차점에서의 고도이상 차이 보정 후의 고도이상도이며 고도이상은 -4 mgal에서 40 mgal 사이에 분포한다. Fig. 28는 교차점에서의 고도이상 차이 분포도 이다.

선상 중력자료와 육상 중력자료를 합성하였으며(Fig. 29) 고도이상은 0.21 mgal에서 106.67 mgal 사이에 분포한다.

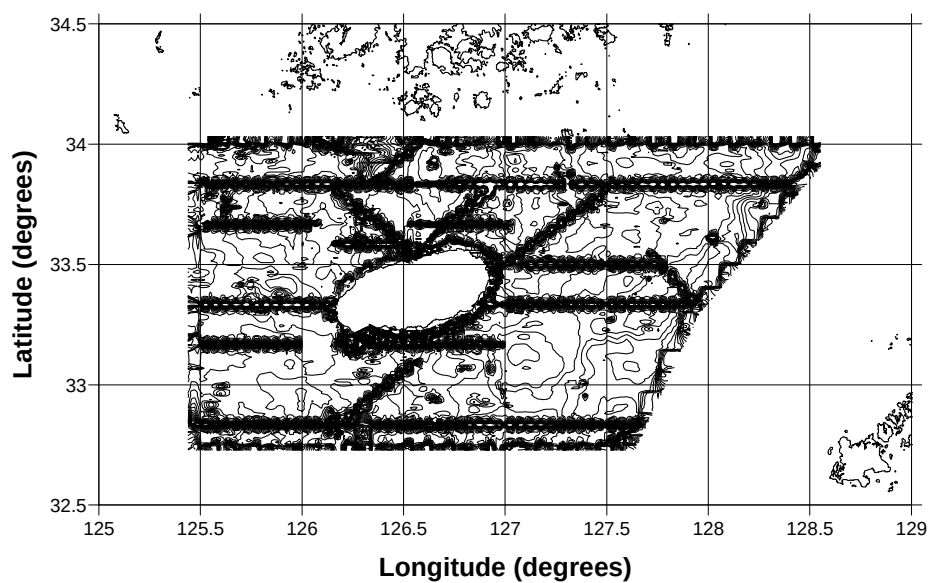


Fig. 23. Free-air anomaly map of the primary data measured by RV 'Badaro 1'.

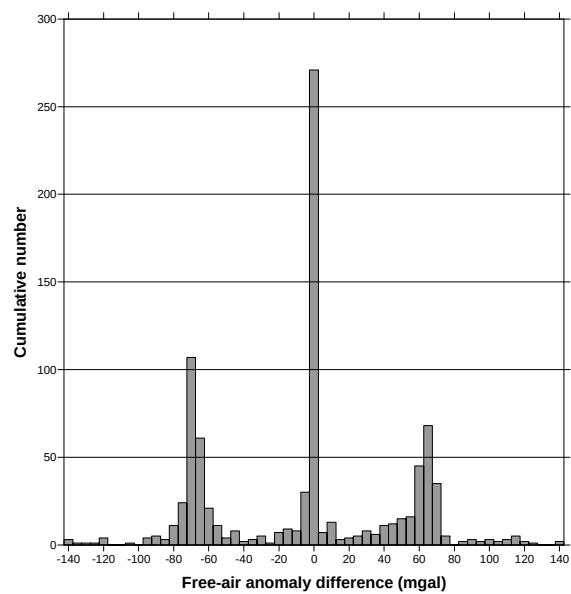


Fig. 24. Histogram of the cross-over points error in primary free-air anomaly.

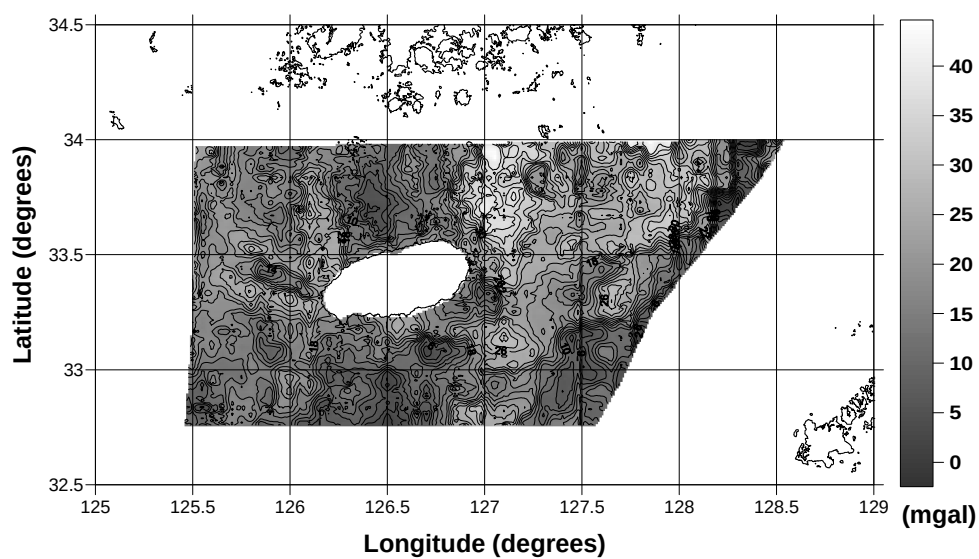


Fig. 25. Free-air anomaly map after removing turning points, Kalman filtering and Eötvös correction by RV 'Badaro 1'.

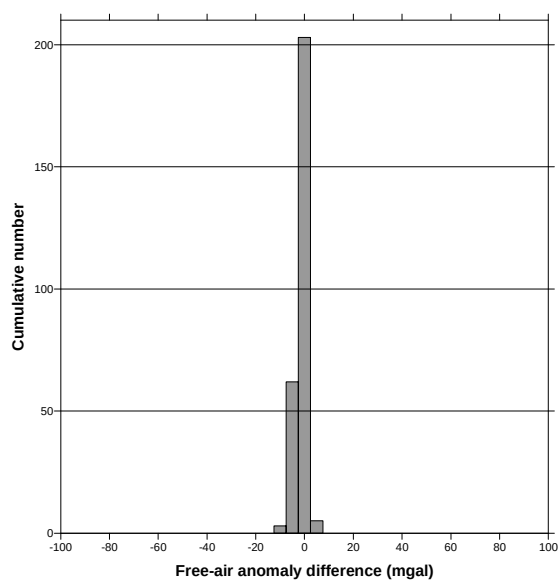


Fig. 26. Histogram of the cross-over points error after removing turning points, Kalman filtering and Eötvös correction.

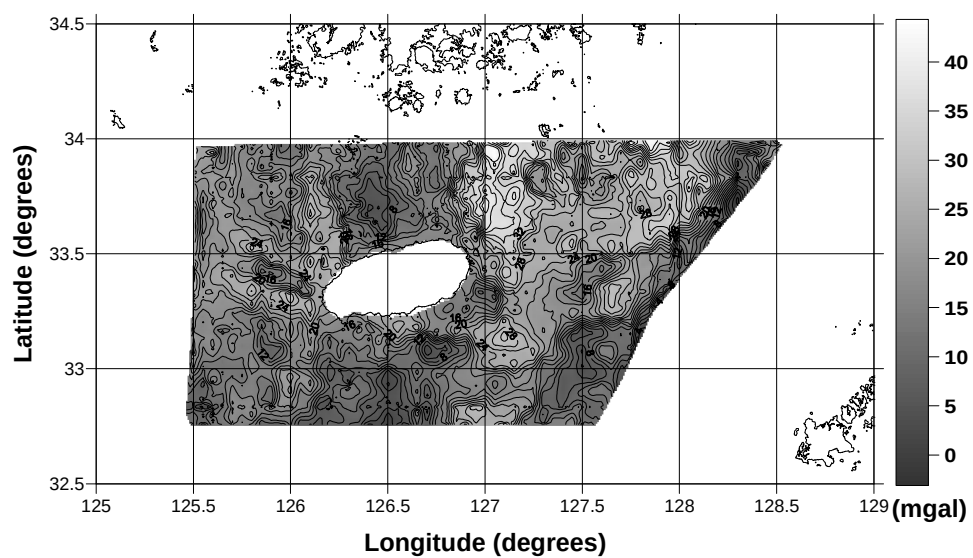


Fig. 27. Free-air anomaly map after cross-over correction by RV 'Badaro 1'.

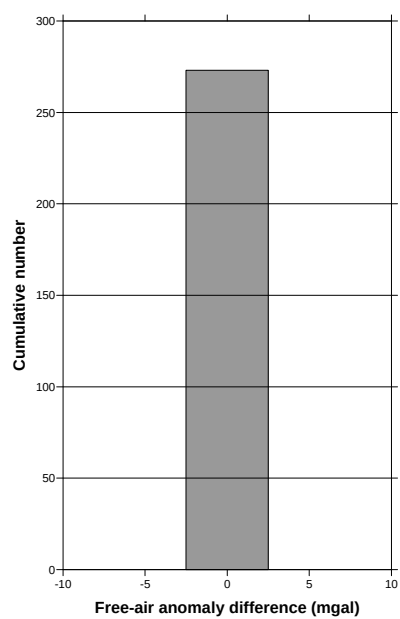


Fig. 28. Histogram of the cross-over points error after cross-over correction.

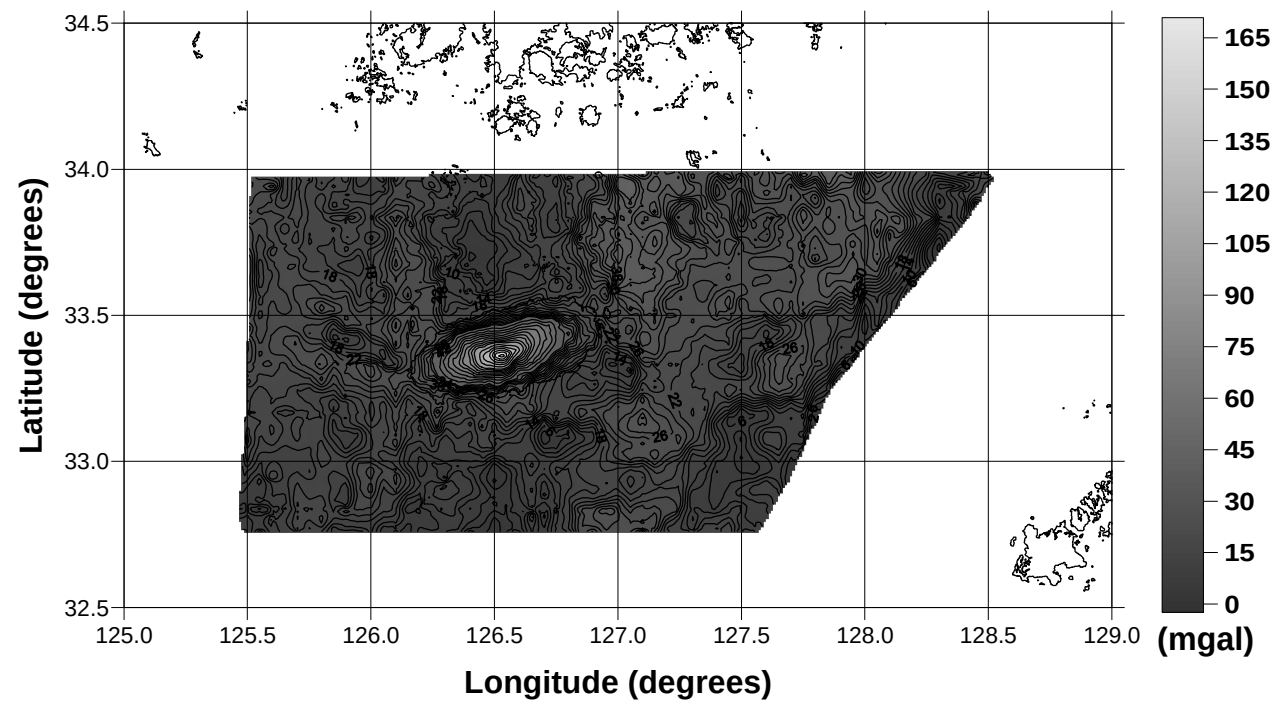


Fig. 29. Free-air anomaly map combining data of the land and ship-borne gravity.

3.7. 해면 고도계 위성 중력자료

선상 중력자료의 경우 정밀도는 높으나 탐사 지역에만 국한되는 단점이 있고, 위성 중력자료는 정확도는 높으나 전 지구 범위에서 해상도가 낮은 문제점이 있다. 이러한 이유로 선상 중력자료가 없는 해안에 대한 고해상도의 해상 중력자료는 해면 고도계 위성 자료로 계산한 중력자료로 계산한 중력자료를 이용한다.

해면 고도계 위성에 의한 고도 측정 원리는 위성에서 보내는 microwave가 지구상의 해면에 반사되어 오는 시간을 측정하여 위성과 지표면까지의 거리를 측정하는 것이며 1975년 GEO-3 위성 이후 지속적으로 이들에 의한 해면 고도 자료가 축적되고 있으며(Seeber, 2003), 현재 여러 해면 고도계 위성에 의해 반복 측정된 해면 고도의 정확도는 약 0.01 ~ 0.02 m 범위이고, 이의 해상도는 대략 20 km이다(Yale et al. 1995).

해면 고도계 위성에 의해 측정된 해수면과 위성과의 거리 정보를 이용하여 기준 타원체와 해면 고도와 차이인 지오이드 높이를 계산할 수 있고, 이를 이용하여 중력 이상을 결정할 수 있다(Andersen, 2002; Sandwell and Smith, 1997). 다시 말해서 지오이드 높이(N)와 중력포텐셜(V)과의 관계는 Bruns' formula에 의해 다음과 같다.

$$N(X) \cong \frac{1}{g_0} V(X, 0) \quad (3-22)$$

여기서, g_0 는 각 위도에 대한 정규 중력이고, X 는 좌표 (x, y) 를 나타낸다.

중력 이상(Δg)은 중력포텐셜의 수직 성분에 대한 미분으로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\Delta g(X) = \frac{\partial V(X, 0)}{\partial z} \quad (3-23)$$

이 때 지오이드에 대한 x 방향 변화율(η)과 y 방향 변화율(ξ)은 다음과 같다.

$$\begin{aligned}\eta(X) &\cong -\frac{\partial N}{\partial x} \cong \frac{-1}{g_0} \frac{\partial V}{\partial x} \\ \xi(X) &\cong -\frac{\partial N}{\partial y} \cong \frac{-1}{g_0} \frac{\partial V}{\partial y}\end{aligned}\quad (3-24)$$

위의 식들을 아래의 Laplace's equation에 대입하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} &= 0 \\ \frac{\partial \Delta g}{\partial z} &= -g_0 \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \right)\end{aligned}\quad (3-25)$$

이는 중력의 수직 변화와 연직선 편차의 각 x, y 방향에 대한 변화와의 관계를 나타낸다. 즉 해면 고도계 위성에 의해 측정된 고도 자료 중 직교하는 두 측정 라인에서 각 라인의 기울기 합에 정규 중력을 곱하면 중력의 수직 구배를 구할 수 있다.

위의 미분 방정식은 Fourier 변환을 통해 대수 방정식으로 표현이 가능하다. 이 때 Fourier 변환 함수와 이의 역함수는 다음과 같다.

$$\begin{aligned}F(K) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(X) \exp[-i2\pi(K \cdot X)] d^2 X \\ f(X) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(K) \exp[i2\pi(K \cdot X)] d^2 K\end{aligned}\quad (3-26)$$

여기서 $K = (k_x, k_y)$ 이고, $k_x = 1/\lambda_x$ 이며 λ_x 는 파장이다.

이를 이용하여 Fourier 변환을 하면 다음과 같다.

$$\frac{\partial \Delta g(K, z)}{\partial z} = -i2\pi g_0 [k_x \eta(K) + k_y \xi(K)] \quad (3-27)$$

높이가 z 인 지점의 중력 이상은 지구 표면의 중력 이상과 Laplace's equation의 파수 영역의 해에 대해 아래와 같은 관계를 가진다.

$$\Delta g(K, z) = \Delta g(K, 0) \exp(-2\pi |K| z) \quad (3-28)$$

여기서 $|K| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ 이다.

z 에 대한 미분을 통해 다음과 같이 $z=0$ 인 지점의 중력 이상을 계산할 수 있다.

$$\Delta g(K, 0) = \frac{ig_0}{|K|} [k_x \eta(K) + k_y \xi(K)] \quad (3-29)$$

이상과 같이 해면 고도 자료를 이용해 중력 이상을 계산하기 위해서는 먼저 해면 고도 자료에 대한 x 방향, y 방향 수직선 편차를 격자화한 후 이를 Fourier 변환하여 각 격자 지점의 중력 이상을 계산한다. 또한 해면 고도 자료의 수직선 편차를 이용해 중력 이상을 계산할 때 더욱 정확한 계산을 위해 장파장의 지오이드에 의한 영향을 제거한 후 중력 이상을 계산하고, 다시 장파장에 의한 중력 이상을 합성하는 remove and restore 방법이 활용된다(Hwang et al., 1998).

해면 고도 자료를 이용해 중력 이상을 계산할 때 가장 큰 문제점은 해수면의 변화로, 이의 주요인은 파도에 기인하고 그 외 해류, 장기간의 해수면 변화 등의 원인이 있다. 이들 영향에서 기인하는 오차를 최소화하여 더욱 정확한 중력자료를 얻기 위해서는 반복 측정된 해면 고도계 위성들의 자료가 활용된다. 현재 해면 고도 자료로부터 정확한 중력 이상의 계산을 위해 과거 누적된 해면 고도 자료들의 지속적인 합성을 통해 정확도를 개선하고 있다(Hwang and Parsons, 1996).

1978년 SEASAT 위성으로부터 해면 고도 자료가 획득되면서부터 지속적으로 축적되는 자료에 의해 계산된 중력 이상은 정확도가 해상도 부분에서 많이 개선되었다. 현재 해면 고도계 중력자료의 정확도와 해상도는 선상 중력자료와 비교 분석하여 나타낸다. 따라서 이들은 비교되는 선상 중력자료와 비교 지역에 따라 달리 나타나며 대략적인 해상도는 약 20 km이고, 선상 중력자료와의 RMS 차이는 평균 5 mgal에 달한다(Denker and Roland, 2003; Marks, 1996; Wang, 2000).

본 연구에서는 각종 해면 고도계 위성 자료에 의한 여러 기관의 중력자료를 입수하고, 이들을 연구 지역 일원의 선상 중력자료와 비교하여 최적의 해면 고도계 중력자료를 지오이드 계산에 이용하였다.

(1) Sandwell and Smith의 해면 고도계 중력자료

Sandwell and Smith는 JGM-3지구중력장모델의 지오이드를 기준으로 GEOSAT과 ERS-1고도계 위성의 해면 고도 자료를 이용해 중력 이상을 계산하였다(Sandwell and Smith, 1997). 이후 이를 기준으로 TOPEX/POSEIDON 해면 고도 자료를 추가하여 새로운 중력 이상을 계산하였다(Yale and Sandwell, 1999). 이들에 의한 중력 이상 자료는 1분 간격의 해면 고도계 중력자료로 구성되어 있다. 본 연구에 사용된 Sandwell and Smith의 해면 고도계 중력자료는 2007년 3월에 발표된 version 16.1을 사용하였다.

(2) GMGA9706 해면 고도계 중력자료

GMGA9706해면 고도계 중력자료는 EGM96 지구중력장모델의 장파장 성분과 최근의 모든 해면 고도계 위성 자료를 이용해 위도 $\pm 82^\circ$ 범위에 대한 전 세계 해상의 중력 이상이다(Hwang and Parsons, 1996; Hwang et al., 1998). GMGA9706 자료는 위도 $\pm 82^\circ$ 범위에 대한 2분 간격의 중력 이상자료로 구성되어 있다.

(3) GSFC00 해면 고도계 중력자료

Wang은 위도 $\pm 80^\circ$ 범위 내의 전 세계 2분 간격의 해면 고도계 중력 이상을 개발하였으며 이는 TOPEX, ERS-1, GEOSAT 위성에 의한 해면 고도 자료를 이용한 것이다(Wang, 2000). 유럽 지역에서 GSFC00 중력자료와 선상 중력자료를 비교하였으며 이에 의한 RMS 차이는 약 8 mgal 정도 이다(Denker and Roland, 2003).

(4) KMS2002 해면 고도계 중력자료

Andersen and Knudsen은 ERS-1과 GEOSAT의 해면 고도 자료와 EGM96을 이용해 FFT 방법을 통해 해면 고도 자료를 중력 이상으로 계산하였다. 또한 이에 의해 계산된 중력 이상을 선상 중력자료와 비교 검증하였다(Andersen and Knudsen, 1998). 현재 이들은 1996년부터 매년 지속적으로 새로운 해면 고도계 자료를 이용한 고도이상 자료를 발표하고 있으며 2분 간격의 KMS2002 중력자료가 최신의 자료이다(Anderson et al., 2003).

위에서 언급한 해면 고도계 중력자료를 선상 중력자료와 비교하고 이들의 차이에 대한 RMS를 계산하였으며, 이를 통하여 여러 해면 고도계 중력자료 중 우리나라 해양 중력자료로 적합한 것을 결정하였다(Table 8).

원지훈(2004)에 의한 우리나라 일원의 선상 중력자료와 해면 고도계 위성 자료의 비교에서는 KMS2002에 대한 RMS가 7.780 mgal로 가장 좋았으나 본 연구에의 제주도 일원의 선상 중력자료와 해면 고도계 중력자료와의 비교에서는 Sandwell and Smith(ver 16.1; <ftp://topex.ucsd.edu/pub/>)에 대한 RMS가 3.079 mgal로 가장 좋은 것으로 나타났다. 원지훈(2003)은 지오이드 계산 시 제주도 일원의 선상 중력자료가 포함되지 않았으며, 또한 지역에 따라 선상 중력자료와 해면 고도계 위성 중력자료가 차이가 있음을 보여준다. Fig 30는 각각 제주도 일원의 Sandwell and Smith의 해면 고도계 위성 중력자료를 나타낸다. 해면 고도계 자료의 특성이 육지 지역에 대한 자료의 질이 좋지 않으며 Fig. 30에서도 육지 지역에 대한 자료의 질이 좋지 않음을 확인 할 수 있다.

Table 8. RMS differences between shipborne gravity observations and altimetry gravity values around Jeju island.

	RMS difference(mgal)
Sandwell and Smith	3.079
GMGA9706	4.363
GSFC00	6.079
KMS2002	4.046

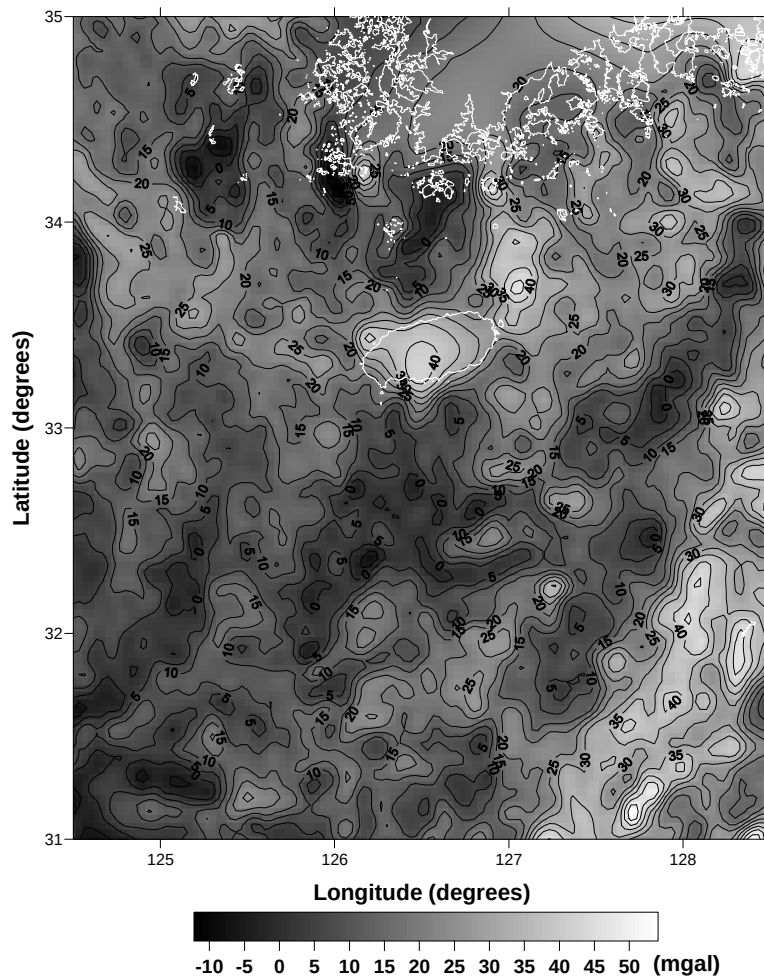


Fig. 30. The Sandwell and Smith(ver. 16.1) free-air gravity anomaly map in and around Jeju island.

3.8. 최종 고도이상

본 연구에서는 제주도 일원의 정밀 지오이드 결정을 위하여 육상 중력자료, 선상 중력자료, 해면 고도계 위성 중력자료를 측정 또는 수집하고 분석하였다. 또한 연구 지역의 잔류 지오이드 결정을 위한 고도이상의 계산에 사용될 중력자료를 합성하였다. 최종 고도이상의 결정을 위해 합성한 중력자료는 다음과 같다.

- (1) 제주도 내에서 측정한 844개 지점의 육상 중력자료.
- (2) 제주도 주변 해역에서 국립해양조사원이 보유한 바다로 1호 탐사선에 의해 측정된 선상 중력자료.
- (3) 선상 중력자료가 측정되지 않은 지역의 Sandwell and Smith의 해면 고도계 위성 중력자료.

자료 합성시 Sandwell and Smith의 중력자료에서 육상 중력과 선상 중력이 존재하는 부분은 위성 중력자료 부분은 제외하고 합성하였다. 따라서 최종 고도이상은 선상 중력자료가 존재 하지 않는 부분만을 위성 중력자료를 이용하였다. Fig. 31는 정밀 지오이드 계산을 위하여 본 연구에서 합성한 최종 고도이상도를 나타내며 고도이상은 -12.649 mgal에서 166.411 mgal 사이의 범위에 분포한다.

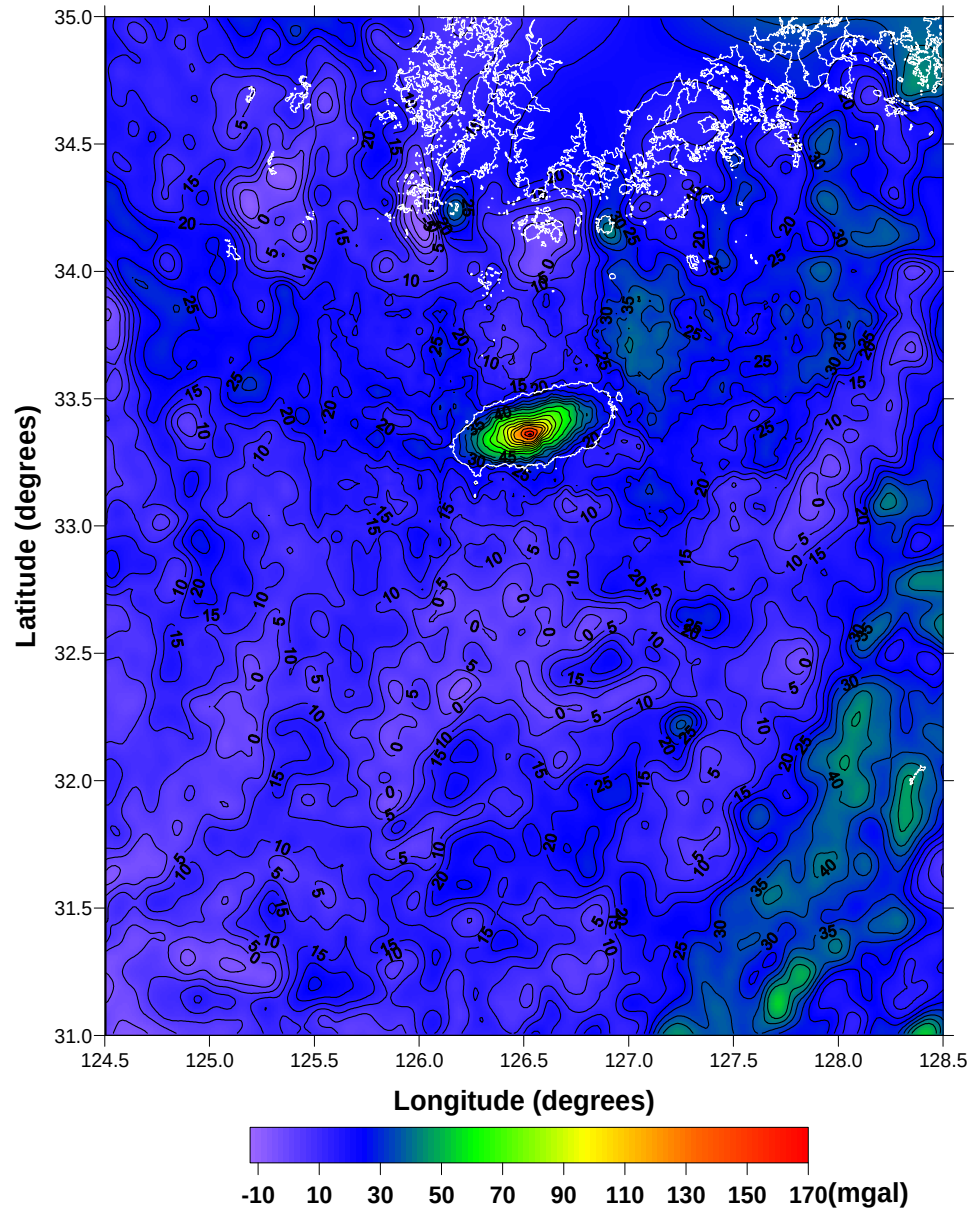


Fig. 31. The final free-air gravity anomaly map combining all kinds of gravity data in and around Jeju island.

3.9. 정규고 보정

3.9.1. 중력자료 해석에 의한 평균 밀도

연구지역 전체의 평균밀도 계산은 암석표품채취나 시추자료 이용 등의 방법으로는 거의 불가능하며 중력자료에 의한 해석이 유용하나. 본 연구에서는 제주도 내에서 측정한 중력자료와 Rikitake method(Rikitake et al., 1965)에 의한 평균밀도를 계산하였다.

Rikitake method는 임의의 고도(h)에서의 중력값(g_h)은 식(3-30)과 같이 나타낼 수 있고, 식(3-30)을 정리하면 식(3-31)과 같이 나타낼 수 있다.

$$g_h = \gamma_\phi - h \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right) + 2\pi G \rho h - \delta t \quad (3-30)$$

$$g_h - \gamma_\phi + \delta t = h \left(-\frac{\partial g}{\partial z} + 2\pi G \rho \right) \quad (3-31)$$

여기서,

- γ_ϕ : 표준중력
- $\frac{\partial g}{\partial z}$: free-air factor
- δt : 지형보정값
- G : 만유인력 상수
- h : 고도(m)
- ρ : 평균밀도

식 (3-31)은 $g_h - \gamma_\phi + \delta t$ 를 y 축으로, h 를 x 축으로 할 경우 $y = ax$ 형의 일차함수의 모양을 하고 있으며, 이 경우 기울기 a 는 $-\frac{\partial g}{\partial z} + 2\pi G \rho$ 가 되므로 기울기 a 에서 식(3-32)에 의하여 평균 밀도를 구할 수 있다.

$$\rho = \frac{a + \frac{\partial g}{\partial z}}{2\pi G} \quad (3-32)$$

그러나 y 축의 지형보정값(δt) 계산에도 평균 밀도(ρ)가 필요하다. 그래서 초기에는 지형보정값을 빼고 평균밀도를 계산한 다음 이 계산된 평균밀도를 입력평균밀도로 하여 지형보정값을 계산하고 이를 이용하여 새로운 계산 평균밀도를 구하는 방법을 반복하게 되면 입력평균밀도와 계산평균밀도가 거의 같게 되는 평균밀도를 구할 수 있다.

Rikitake method에 의한 연구지역의 평균밀도는 2.63 g/cm^3 으로 계산되었다(Fig. 32). 본 연구에서 계산된 평균밀도는 지각의 평균밀도 2.67 g/cm^3 과 크게 차이가 나지 않으므로 정규고 보정에 필요한 밀도는 지각의 평균밀도인 2.67 g/cm^3 을 대입하여 정규고 보정을 하였다. Fig. 32에서 저지대의 중력자료에 의한 기울기와 고지대의 기울기는 약간의 차이가 발생하며 이는 고지대의 평균밀도와 고지대의 평균밀도가 조금 다를 것으로 해석된다.

한편 이기화 등(1983)은 제주도에서 중력측정을 하였으며 이의 자료를 이용하여 제주도의 밀도를 계산하였으며 이때 밀도는 2.30 g/cm^3 로 계산되어 본 연구에서 계산한 평균밀도와는 차이를 보인다. 이는 이기화 등(1983)이 제주도에서 중력을 측정할 때 수준점 이외의 지점에서는 높이를 고도계(altimeter)를 이용하여 측정하였기 때문에 정확한 높이 측정이 이루어지지 않았으며 지형보정 또한 정확하게 되지 않은 이유 때문에 본 연구의 평균밀도와 차이를 보이는 것으로 판단된다.

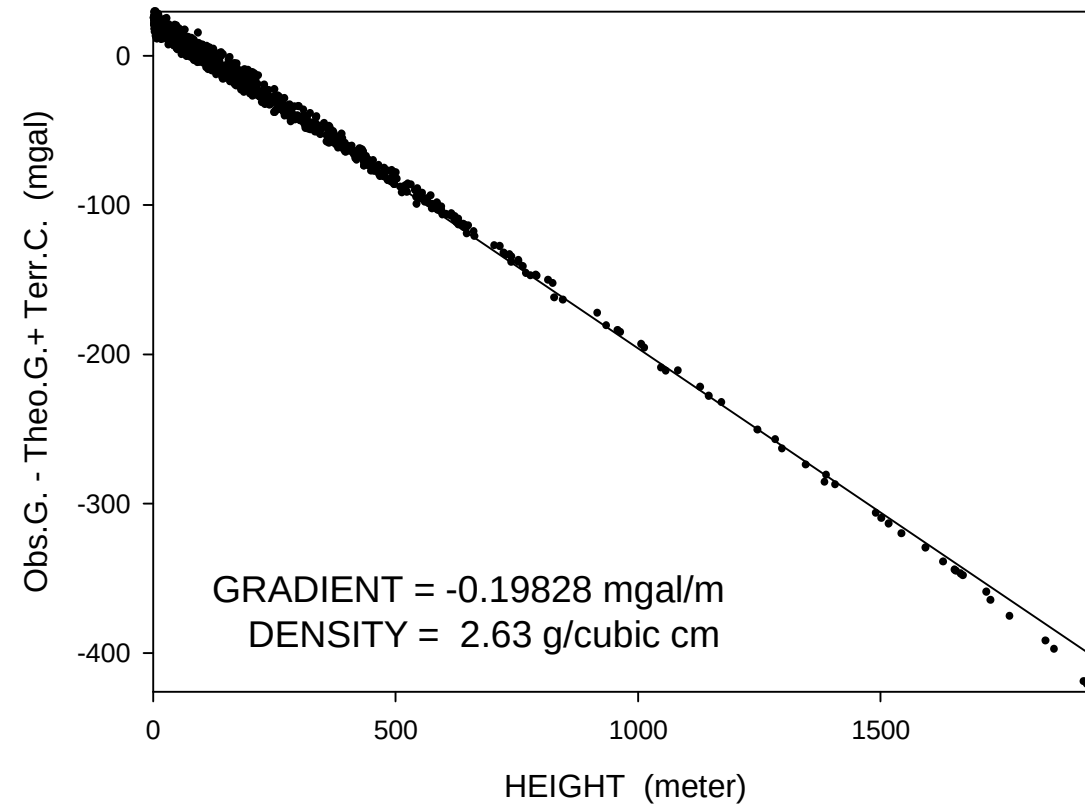


Fig. 32. Mean density by Rikitake method.

3.9.2. 정규고 보정

지형의 요철이나 지하 물질의 불균질에 의해 중력포텐셜면에 기복이 야기되고 있으며, 특히 산악 지역에서의 기복의 변화는 크게 나타나고 있다. 이 때문에 지역에 따라 각 등중력포텐셜면 사이의 높이 차이가 달라지며 결과적으로 높이 차이가 일정한 표적의 높이 차의 누적에 의한 수준측량의 높이 차이와 포텐셜면의 높이 차이가 다르다(Fig. 33). 그러므로 지역이 다른 두 지점의 수준측량 높이가 같다고 할지라도 중력포텐셜 값이 달라지며, 이러한 측량의 결과는 물리적으로 무의미한 것이 되고 만다. 정규고(orthometric height)는 지오이드면에서 측량 지점까지의 포텐셜차이를 기준으로 한 높이이며, 측량의 결과는 정규고 보정에 의해 포텐셜차이로 환산되어야 만이 비로소 물리적 의미를 갖는다(Heiskanen and Moritz, 1987; Vanicek and Krakiwsky, 1986).

Fig. 33에서 지오이드면상의 O점에서 A점까지 수준측량을 하는 경우 등중력포텐셜면의 기복으로 인하여 A점에서의 정규고 H_a 와 수준측량 높이 $\sum \Delta h$ 가 다르게 되며 이를 보정하는 것이 정규고 보정이다.

평지에서는 지오이드가 매우 완만하게 변화하므로 정규고 보정량이 작아 통상 이를 무시하고 있으나, 정밀 수준측량이나 측량 거리가 긴 경우 또는 산악 지역에서의 측량의 경우는 중력 변화의 영향이 상대적으로 크게 나타나므로 정규고 보정을 하여야 할 것이다.

그러므로 본 연구에서는 제주도에서 수준측량, 광파측량과 병행한 중력측정 자료를 이용하여 정규고 보정치를 계산하여 보고, 이 높이 결과로 제주도의 정밀 지오이드를 계산하였다.

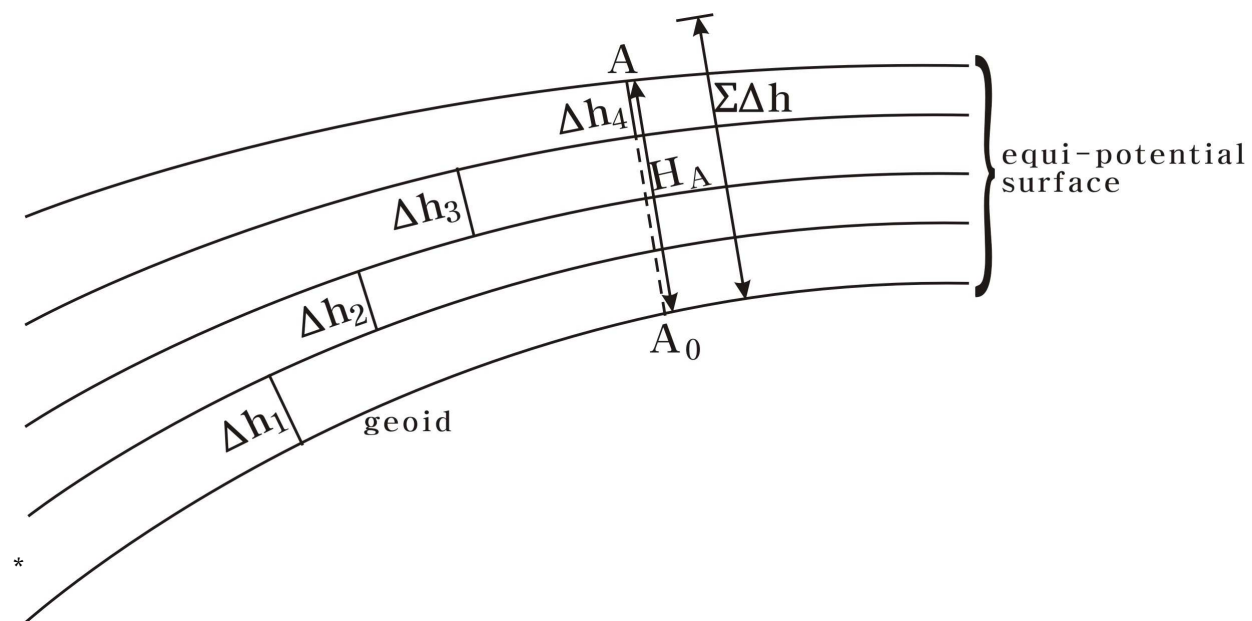


Fig. 33. Orthometric height and spirit leveling height.

3.9.2.1. Geopotential Number 와 역학고(Dynamic Height)

Fig. 33에서 O점을 지오이드면상의 점이라 하고, A점을 O점과 연결된 수 준측량선 상의 한 점이라고 하면 수준측량과 중력측정을 병행함으로써 A와 O점 사이의 포텐셜 차를 결정할 수 있다.

$$\int_O^A g dn = W_O - W_A = C \quad (3-33)$$

지오이드면의 포텐셜 W_O 와 A점의 포텐셜 W_A 의 차이 C를 A점의 geopotential number라고 하며, 이는 측량의 경로에 무관한 양이다 (Heiskanen and Moritz, 1987; Bomford, 1977).

Geopotential number는 g.p.u. 단위로 측정되며

$$1 \text{ g.p.u.} = 1 \text{ kGal meter} = 1000 \text{ Gal meter} \quad (3-34)$$

지표면에서의 중력값은 대략 $g \approx 0.98 \text{ kGal}$ 이므로,

$$C \doteq gH \doteq 0.98H \quad (3-35)$$

g.p.u. 단위의 geopotential number는 meter 단위의 해발고도와 거의 같다.

역학고 H_d 는 식(3-36)과 같으며, 역학고는 geopotential number를 단순히 길이 단위로 환산한 것에 불과하다. 그러므로 geopotential number는 포텐셜과 관련하여 물리적인 의미를 갖고 있지만, 역학고는 물리적으로 무의미한 양이다.

$$H_d = \frac{C}{\gamma_0} \quad (3-36)$$

여기서, γ_0 는 정규중력이며 통상 위도 45° 의 정규중력을 이용한다.

3.9.2.2. 역학고 보정(Dynamic correction)

수준측량에 의한 높이 차를 역학고의 차로 변환하기 위해서는 역학고 보정이 필요하다.

식(3-36)에 의해, A, B 두 지점의 역학고의 차 ΔH_{AB} 는

$$\Delta H_{AB}^{dyn} = H_B^{dyn} - H_A^{dyn} = \frac{1}{\gamma_0} \int_A^B (g - \gamma_0 + \gamma_0) dn = \int_A^B dn + \int_A^B \frac{g - \gamma_0}{\gamma_0} dn \quad (3-37)$$

와 같다. 식(3-36)에서 우변의 첫째 항은 수준측량에 의한 높이 차이이며, 두 번째 항이 역학고 보정이 된다. 그러므로 A, B 두 지점 사이의 수준측량 결과를 역학고의 차이로 환산하고자 하는 경우

$$DC_{AB} = \int_A^B \frac{g - \gamma_0}{\gamma_0} dn \doteq \sum_A^B \frac{g - \gamma_0}{\gamma_0} \delta n \quad (3-38)$$

와 같은 역학고 보정 DC_{AB} 를 보정을 해 주어야 한다(Heiskanen and Moritz, 1987; Vanicek and Krakiwsky, 1986).

3.9.2.3. 정규고(Orthometric height)

C를 점 p의 geopotential number라고 하고, H를 점 p의 정규고라고 하면 C와 H의 관계는

$$C = \int_0^H g dH \quad (3-39)$$

과 같이 되며, 이를 정규고 H에 대하여 표현하면

$$H = \int_0^H \frac{dC}{g} \quad (3-40)$$

가 된다. 이를 이용하면 식(3-36)은

$$C = \int_0^H g dH = H \frac{1}{H} \int_0^H g dH \quad (3-41)$$

가 되며, 지오이드와 p점 사이의 평균 중력을 $\bar{g}$ 라고 하면

$$\bar{g} = \frac{1}{H} \int_0^H g dH \quad (3-42)$$

식(3-41)는 다음과 같이 된다.

$$C = \bar{g} H \quad (3-43)$$

그러므로 정규고 H는

$$H = \frac{C}{\bar{g}} \quad (3-44)$$

가 되며, 평균 중력 $\bar{g}$ 와 geopotential number를 알면 정규고 H를 계산할 수 있다. 그러나 지오이드면과 H사이의 지하의 중력을 측정하기는 거의 불가능하다. 반면에 평균 중력 $\bar{g}$ 는 H와 거의 무관하며, 이론적으로 거의 정확하게 평균 중력 $\bar{g}$ 를 계산할 수 있으므로 통상 이론 치를 이용하고 있다.

식(3-42)를 다시 쓰면,

$$\bar{g} = \frac{1}{H} \int_0^H g(z) dz \quad (3-45)$$

이 된다. 중력 g 의 구배 $\frac{\partial g}{\partial h}$ 는 표준 중력의 구배 $\frac{\partial \gamma}{\partial h}$ 와 지오이드면과 H 사이의 물질의 영향으로 나타낼 수 있으며,

$$\frac{\partial g}{\partial h} = \frac{\partial \gamma}{\partial h} + 4\pi G\rho \quad (3-46)$$

G : 만유인력상수
 ρ : 평균밀도

여기서 $\frac{\partial \gamma}{\partial h} = 0.3086 \text{ mGal/m}$, $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$ 로 하면

$$\frac{\partial g}{\partial h} = -0.3086 + 0.2238 = -0.0848 (\text{Gal/km}) \quad (3-47)$$

가 된다. 그러므로 지오이드면과 높이 H 사이의 평균 중력 $\bar{g}$ 는

$$\bar{g} = g + 0.0424H (\text{Gal/km}) \quad (3-48)$$

g : H 높이의 중력

이 된다. 그러므로 p 점의 정규고 H 는 식(3-44)에 의해

$$H = \frac{C}{g + 0.424H} \quad (3-49)$$

와 같이 된다(Heiskanen and Moritz, 1987; Vanicek and Krakiwsky, 1986).

3.9.2.4. 정규고 보정

정규고 보정은 측량에 의한 높이를 정규고로 환산하기 위하여 측량 결과에 보정하여 주어야 할 양이다.

A, B 두 지점을 지나는 수준측량선에서 A, B 두 지점의 정규고 차이 ΔH_{AB} 는

$$\begin{aligned}\Delta H_{AB} &= H_B - H_A = H_B - H_A - H_B^{dyn} + H_A^{dyn} + (H_B^{dyn} - H_A^{dyn}) \\ &= \Delta H_{AB}^{dyn} + (H_B - H_B^{dyn}) - (H_A - H_A^{dyn})\end{aligned}\quad (3-50)$$

와 같이 각 지점의 역학고와 정규고로 나타난다. 그러므로 A, B 두 지점 사이의 정규고 보정 OC_{AB} 는

$$OC_{AB} = DC_{AB} + DC_{OA} - DC_{OB} \quad (3-51)$$

와 같이 정리할 수 있으며, 식(3-38)에 의한 식(3-51)의 각각의 역학고는

$$\begin{aligned}DC_{AB} &= \int_A^B \frac{g - \gamma_o}{\gamma_o} dh = \sum_A^B \frac{g - \gamma_o}{\gamma_o} dh \\ DC_{OA} &= \int_A^B \frac{g - \gamma_o}{\gamma_o} dH = \frac{\overline{g_A - \gamma_o}}{\gamma_o} H_A \\ DC_{OB} &= \int_O^B \frac{g - \gamma_o}{\gamma_o} dH = \frac{\overline{g_B - \gamma_o}}{\gamma_o} H_B\end{aligned}\quad (3-52)$$

와 같이 나타낼 수 있으므로 A, B 두 지점 사이의 측량에 의한 높이 차이에 적용하여야 할 정규고 보정은 다음과 같이 된다(Heiskanen and Moritz, 1987; Pick et. al., 1973).

$$OC_{AB} = \sum_A^B \frac{g - \gamma_o}{\gamma_o} dh + \frac{\bar{g}_A - \gamma_o}{\gamma_o} H_A - \frac{\bar{g}_B - \gamma_o}{\gamma_o} H_B \quad (3-53)$$

그러므로 식(3-53)에 의해 수준측량과 병행한 중력측정 자료를 이용하여 수준측량 결과를 정규고 높이로 환산하기 위한 정규고 보정치를 계산할 수 있다.

3.9.3. 정규고 보정량의 계산과 고찰

2002년 7월 24일부터 2002년 8월 23일까지, 2003년 7월 28일부터 8월 3일까지, 2003년 9월 2일부터 2003년 9월 8일까지 제주도 내에서 수준측량과 광파측량을 병행한 중력측정을 실시하였으며, 측량 거리는 총연장 약 18 km 이다. 수준측량 측선과 광파측량 측선이 비교적 거리가 길고 표고 차이도 크므로 정규고 보정을 계산하여 정밀 지오이드 계산에 반영하였다.

제주도 내에서의 수준측량은 제주시 노형동에 위치한 BM16-0-2-3(표고 72.503 m)에서 시작하여 99번 도로를 따라 한라산을 넘어 서귀포시에 위치한 BM16-0-1-40(표고 79.218 m)에 폐합하도록 하였다. 또한 BM16-0-2-3에서 시작하여 제주시 영평동에 위치한 BM16-0-3-5(표고 376.882 m)에도 폐합하도록 하였다. 이는 99번 도로를 따르는 수준측량 측선에서 한라산 입구 영실까지 수준측량을 하고 영실에서 한라산 정상을 넘어 관음사 앞의 수준측량 측선에 폐합하도록 하는 광파측량을 위해서다. 또한 제주도의 수준점은 대부분 저지대에 분포하여 고지대의 지오이드 변화를 반영하기 위하여 수준측량과 광파측량을 하였다.

정규고 보정량은 비양 TBM(Tide Bench Mark, 표고 2.090 m)을 기준으로 상대적으로 계산 하였으며, 결과는 Table 9와 같다. 각 측점과 지오이드면 사이의 평균 중력 $\bar{g}$ 를 계산하기 위한 표준 중력 γ_0 는 WGS84 중력공식에서 위도 45도의 값을 사용하였으며, 지오이드와 지표사이의 물질의 평균 밀도는 Rikitake method를 이용하여 계산하였으며 2.67 g/cm^3 을 사용하였다. 이상의 결과 보정량의 최대치는 한라산 정상 1947.329 m에서 30.12 cm로 나타

났다.

Fig. 36은 수준측량 높이와 정규고 보정량의 관계를 나타낸 것으로 전반적으로 표고 높이에 비례하여 정규고 보정량도 커지고 있으며, 표고가 커질수록 정규고 보정량의 구배도 증가함을 알 수 있다.

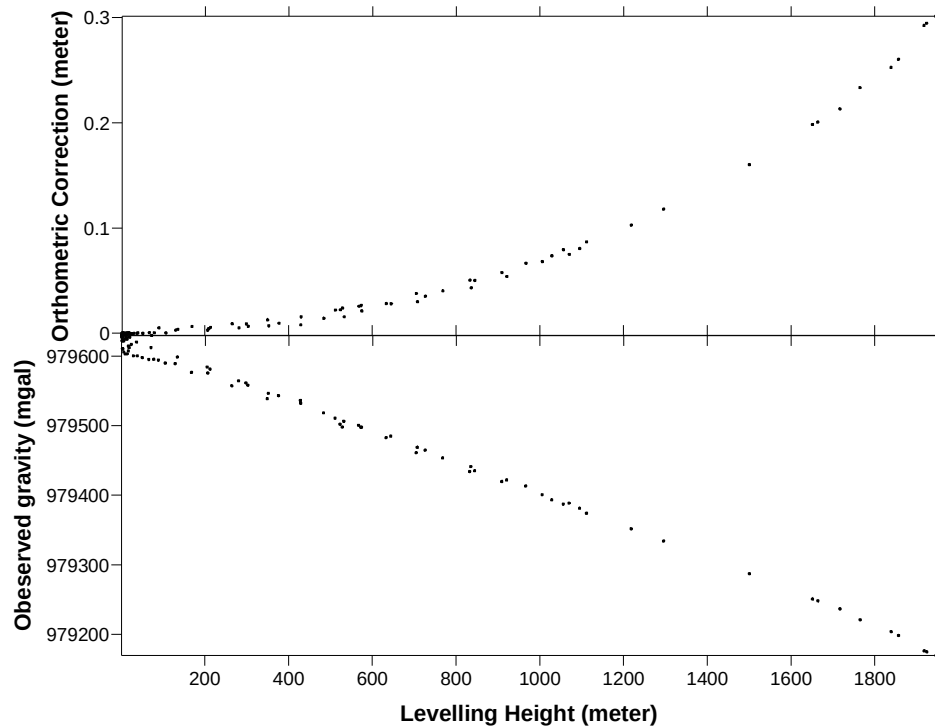


Fig. 34. Sprit leveling height and orthometric correction values of Jeju island.

Table 9. Orthometric correction value with observed gravity.

	Longitude	Latitude	Height	Observed Gravity (mgal)	Ortho. Corr.(m)
BIYANG-TBM1	126.23054	33.40646	2.090	979628.625	0.0000
BIYANG-TBM2	126.23054	33.40646	2.266	979628.438	0.0000
SEOKUY-TBM3	126.56176	33.23997	3.693	979610.812	0.0001
SEOKUY-TBM5	126.56176	33.23997	3.945	979610.500	0.0001
SUNGSAN-TBM3	126.92991	33.47207	2.893	979622.250	0.0000
SUNGSAN-TBM6	126.92991	33.47207	2.545	979622.438	0.0000
JEJU-TBM10	126.54318	33.52745	3.204	979627.750	0.0000
JEJU-TBM9	126.54318	33.52745	3.247	979627.750	0.0000
SEHWA-TBM4	126.85623	33.52753	1.180	979629.938	0.0000
SEHWA-TBM5	126.85535	33.52788	1.174	979629.938	0.0000
1005	126.49478	33.39223	966.390	979413.250	0.0665
1106	126.55103	33.42265	572.709	979497.625	0.0265
1107	126.53590	33.42609	511.064	979510.938	0.0220
1022	126.48427	33.47326	134.331	979598.688	0.0037
1024	126.49213	33.41994	567.210	979500.625	0.0256
1025	126.49092	33.43273	429.035	979532.250	0.0155
1026	126.48874	33.44558	298.170	979561.500	0.0088
1027	126.48531	33.46022	212.348	979581.312	0.0055
1028	126.44808	33.25292	89.167	979594.312	0.0051
1029	126.44668	33.26745	168.027	979576.812	0.0065
1030	126.45205	33.27691	264.367	979557.312	0.0090
1031	126.45598	33.28602	348.887	979538.875	0.0126
1032	126.46062	33.29672	528.174	979498.125	0.0240
1033	126.45753	33.31198	704.584	979461.250	0.0378
1034	126.46252	33.32301	832.364	979434.188	0.0505
1035	126.45933	33.33310	909.092	979419.625	0.0576
1038	126.49587	33.34637	1218.321	979351.812	0.1027
1039	126.48913	33.34198	1111.469	979374.250	0.0868
1040	126.48272	33.33880	1028.462	979393.438	0.0736
1042	126.46082	33.34396	1005.662	979400.625	0.0681
1043	126.46299	33.35770	1095.035	979381.438	0.0806

Table 9 continued

	Longitude	Latitude	Height	Observed Gravity (mgal)	Ortho. Corr.(m)
1044	126.47186	33.37083	1069.997	979388.688	0.0749
1047	126.48532	33.39028	920.761	979422.000	0.0539
1049	126.47704	33.39646	835.458	979441.250	0.0432
1050	126.47484	33.40506	707.325	979468.875	0.0300
1086	126.52632	33.42258	531.933	979506.500	0.0156
1141	126.46087	33.25413	105.646	979590.125	0.0002
BM16-0-1-46	126.56955	33.24807	50.626	979598.000	0.0001
BM16-0-1-53	126.69504	33.27468	29.593	979600.438	0.0001
BM16-0-1-56	126.76587	33.29966	9.779	979603.250	0.0001
BM16-0-1-60	126.83497	33.32913	6.519	979606.062	0.0001
BM16-0-1-63	126.87652	33.38151	19.135	979612.312	0.0002
BM16-0-1-65	126.89692	33.40805	24.481	979617.000	0.0003
BM16-0-3-10*	126.61708	33.39686	725.972	979464.938	0.0351
BM16-0-3-12*	126.62569	33.36956	632.795	979482.938	0.0281
BM16-0-3-15*	126.60995	33.33705	522.850	979502.062	0.0223
BM16-0-3-4*	126.55146	33.45633	280.599	979564.562	0.0051
BM16-0-3-5*	126.55882	33.44578	375.882	979543.312	0.0095
BM16-0-3-8*	126.60810	33.42412	644.102	979485.125	0.0280
BM16-0-4-13*	126.73494	33.43590	302.682	979558.250	0.0066
BM16-0-4-15*	126.76731	33.41130	207.226	979575.938	0.0041
BM16-0-4-17*	126.79882	33.38819	129.270	979589.125	0.0030
BM16-0-4-5*	126.60835	33.48386	205.627	979584.375	0.0027
BM16-0-1-76*	126.79812	33.55167	12.407	979626.375	0.0001
BM16-0-1-78*	126.75063	33.55459	8.448	979624.375	0.0001
BM16-0-1-82*	126.67540	33.54036	20.665	979627.375	0.0002
BM16-0-1-89*	126.55294	33.51412	36.951	979620.312	0.0000
BM16-0-1-10*	126.32000	33.46423	6.476	979621.875	0.0000
BM16-0-1-12*	126.29403	33.44218	12.894	979624.875	0.0000
BM16-0-1-13*	126.26950	33.42545	14.389	979624.688	0.0000
BM16-0-1-21*	126.17792	33.32051	17.625	979614.438	0.0002
BM16-0-1-25*	126.20997	33.25816	17.178	979607.438	0.0003

Table 9 continued

	Longitude	Latitude	Height	Observed Gravity (mgal)	Ortho. Corr.(m)
BM16-0-1-28*	126.25642	33.22516	14.442	979603.250	0.0004
BM16-0-1-30*	126.27577	33.24911	38.500	979600.438	0.0004
BM16-0-1-32*	126.32066	33.25013	66.154	979595.312	0.0005
BM16-0-1-40*	126.47768	33.25088	78.218	979595.562	0.0004
BM16-0-2-10*	126.38681	33.40642	428.261	979536.375	0.0080
BM16-0-2-13*	126.36698	33.36505	483.600	979518.562	0.0141
BM16-0-2-16*	126.34650	33.31824	351.686	979546.625	0.0070
BM16-0-2-3*	126.48011	33.48551	71.503	979612.250	0.0021
JEJU-KIJUM*	126.52135	33.51347	11.132	979625.500	0.0024
SUNGSAN-TBM5*	126.92991	33.47207	3.376	979622.125	0.0024
SEOKUY-TBM4*	126.56176	33.23997	3.239	979610.750	0.0023
JEJU-TBM7*	126.54318	33.52745	2.766	979627.812	0.0024
SEHWA-TBM3*	126.85691	33.52821	2.418	979630.000	0.0024
BIYANG-TBM3*	126.23057	33.40607	2.225	979628.250	0.0024
HANRIM-TBM3*	126.26219	33.41605	2.405	979626.938	0.0024
KWANEUM*	126.54993	33.42202	574.187	979498.062	0.0212
KWAN1*	126.54379	33.40894	767.871	979453.812	0.0403
KWAN2*	126.54060	33.40074	844.248	979435.250	0.0502
KWAN3*	126.53797	33.39413	1056.119	979387.125	0.0794
HANR1*	126.52361	33.36304	1716.831	979236.562	0.2131
HANR2*	126.52576	33.35600	1664.137	979248.250	0.2006
HANR3*	126.53010	33.35398	1651.338	979250.688	0.1984
HANR9*	126.53562	33.36064	1924.273	979174.750	0.2946
HANR10*	126.53400	33.36732	1764.961	979220.812	0.2334
HANR12*	126.53059	33.37683	1500.507	979287.125	0.1603
HANR13*	126.53566	33.38438	1295.576	979334.250	0.1179
HOLE0*	126.53309	33.36154	1839.083	979203.812	0.2527
HOLE1*	126.53271	33.36307	1856.792	979198.250	0.2604
HOLE2*	126.53270	33.35939	1917.788	979176.375	0.2925
HANTOP*	126.52942	33.36143	1946.329	979169.562	0.3012

4. 정밀 지오이드 결정

EGM96 지구중력장모델과 GRACE 위성자료로부터 계산된 EIGEN-GL04C 지구중력장모델을 이용하여 각각에 대한 광역 지오이드를 계산하였다. 그리고 연구지역 주변의 최종 고도이상을 계산하여 이로부터 단파장의 잔류 지오이드를 구한 후 이들을 합성하여 정밀 지오이드를 결정하였다. 지구중력장모델을 이용하여 광역 지오이드를 결정할 경우 가급적 연구 지역 일원의 중력자료에 의한 단파장의 효과를 극대화시키기 위해 지구중력장모델의 최대 차수를 사용하지 않고, 이보다 작은 차수를 이용하는 것이 더욱 타당하다. 작은 차수를 이용할 경우 더 넓은 지역의 잔류 중력 이상을 이용하여 더욱 넓은 적분 반경의 잔류 지오이드를 계산해야 한다. 본 연구에서는 EGM96과 EIGEN-GL04C에 대한 최적 차수를 결정하여 정밀 지오이드를 계산하였다. 또한 각각의 지구중력장모델의 최대 차수에 대한 광역 지오이드와 이에 대한 최적의 적분반경을 결정하여 정밀 지오이드를 계산하고 이들의 결과를 비교하였다.

정밀 지오이드 결정을 위해서는 광역 지오이드 계산을 위한 최적 차수와 잔류 지오이드 계산 시 적절한 적분 반경이 필요하고, 이들의 결정을 위해 GPS/leveling 지오이드 자료를 이용하였다. 지구중력장모델의 최대 차수와 잔류 중력 이상으로부터 단파장 지오이드를 계산할 때의 적분 반경을 변화시키면서 계산한 정밀 지오이드와 GPS/leveling 지오이드의 차이 RMS가 최소가 될 때의 최적 차수와 적분 반경을 이용하였다. 이를 통해 제주도 지역에 가장 적합한 정밀 지오이드를 계산하였다.

EGM96과 EIGEN-GL04C 지구중력장모델을 이용하여 각각 차수 2에서 360까지 1차수 간격으로 각 차수를 최대차수로 하는 연구 지역 일원의 광역 지오이드와 광역 고도이상을 계산하였다. 또한 제주도 일원의 최종 고도이상과 condensed 고도이상을 구하여 각각의 최적 차수에 대한 광역 고도이상을 제거한 잔류 고도이상을 계산하였다. 그리고 이를 이용하여 제주도 일원의 잔류 지오이드를 계산하였다. 이 때 적분 반경을 1km 에서 70km까지 변화시키면서 각 반경에 대한 잔류 지오이드를 구한 후 이를 광역 지오이드

와 합성하여 두 지구중력장모델의 차수와 적분 반경에 대한 정밀 지오이드를 계산하였다. 연구 지역에서 측정한 GPS/leveling 지오이드 자료는 총 92개 지점으로 수준점, 수준측량, 광파측량 및 검조소의 TBM에서 측정한 자료이다. 이들 중 GPS 측정 중의 오차가 많이 포함된 것으로 여겨지는 15개 지점의 자료는 제거하고 총 77개 지점에 대한 GPS/leveling 지오이드 자료의 GPS/leveling 지오이드와 비교하였다.

EGM96 모델의 비교 결과 고도이상으로 계산한 경우 최대 차수가 55이고, 최적 적분 반경이 17 km인 경우 정밀 지오이드와 GPS/leveling 지오이드의 차이에 대한 RMS는 0.281 m, condensed 고도이상으로 계산한 경우 최대 차수 120, 적분 반경 7 km일 때 RMS는 0.252 m로 계산되었으며(Fig. 35), EIGEN-GL04C 모델은 condensed 고도이상으로만 계산하였고 이 때 최대 차수 140, 적분 반경 6 km일 때 RMS는 0.242 m로 계산되었다(Fig. 36).

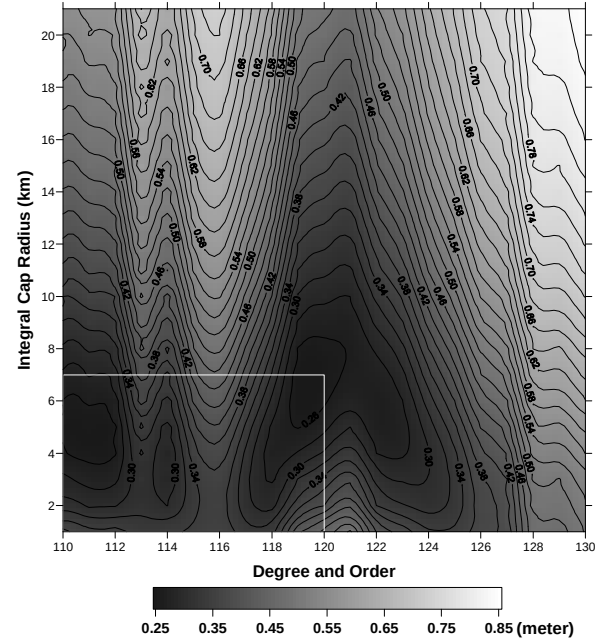


Fig. 35. RMS differences between GPS/leveling geoid heights and the geoid heights computed from EGM96 with different degree and various integration radius of local residual gravity anomalies.

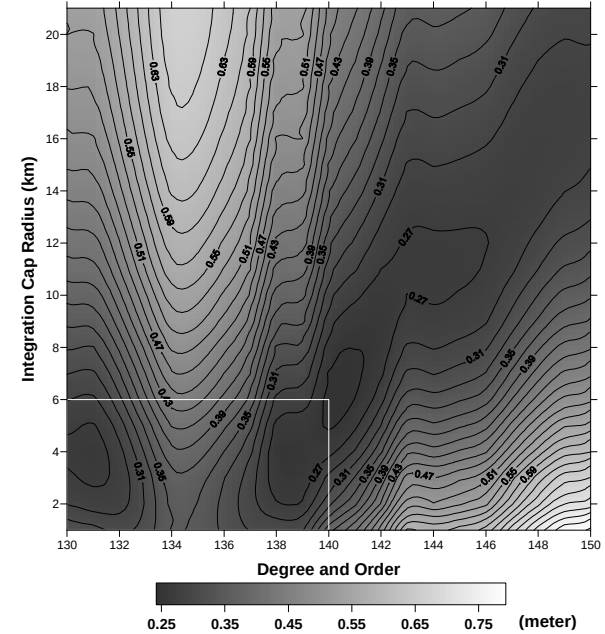


Fig. 36. RMS differences between GPS/leveling geoid heights and the geoid heights computed from EIGEN-GL04C with different degree and various integration radius of local residual gravity anomalies.

4.1. 광역 지오이드

4.1.1. EGM96

연구 지역인 제주도 일원의 광역 고도이상과 광역 지오이드를 EGM96의 계수의 최대 차수 120까지 계산하였다. 계산 결과 광역 고도이상은 8.558 mgal에서 49.373 mgal 까지 변화하며(Fig. 37), 광역 지오이드는 20.193 m에서 31.780 m까지 변화 한다(Fig. 38; Table 10).

중력자료와 remove and restore method를 이용하여 정밀 지오이드를 결정할 경우 광역 지오이드는 최대 차수를 사용하지 않고 연구 지역의 광역 지오이드를 잘 반영할 수 있는 최대 차수를 이용하는 것이 타당하다. 원지훈(2004)은 한반도 일원의 정밀 지오이드 계산 시 한반도 일원의 광역 지오이드를 최대 차수 112까지의 광역 지오이드를 계산하여 사용하였다. 원지훈(2004)의 연구는 한반도 전체에 대한 정밀 지오이드를 연구 하였다. 반면에 본 연구에서는 한반도 육지와는 독립된 수준망을 구성하고 있으며 상대적으로 연구범위가 좁다. 따라서 한반도 전체에 대한 정밀 지오이드의 결과와 제주도 일원에 국한된 정밀 지오이드의 결과가 다른 것은 예상 할 수 있다.

최대차수 120까지의 광역 지오이드(Fig. 38)는 최대 차수 360까지의 지오이드인 Fig. 7과 차이를 보이며 Fig. 7보다 제주도 일원에서 장파장의 지오이드의 변화 경향이 두드러진다. 또한 광역 지오이드에서는 한라산의 지형적 영향이 전혀 보이지 않는다.

Table 10. Statics of regional geoid heights and free-air anomaly values in and around Jeju island computed from the geopotential model up to degree and order 120.

	Geoid (meter)	Free-air (mgal)
Mean	26.061	21.738
Minimum	20.195	8.558
Maximum	31.780	49.373

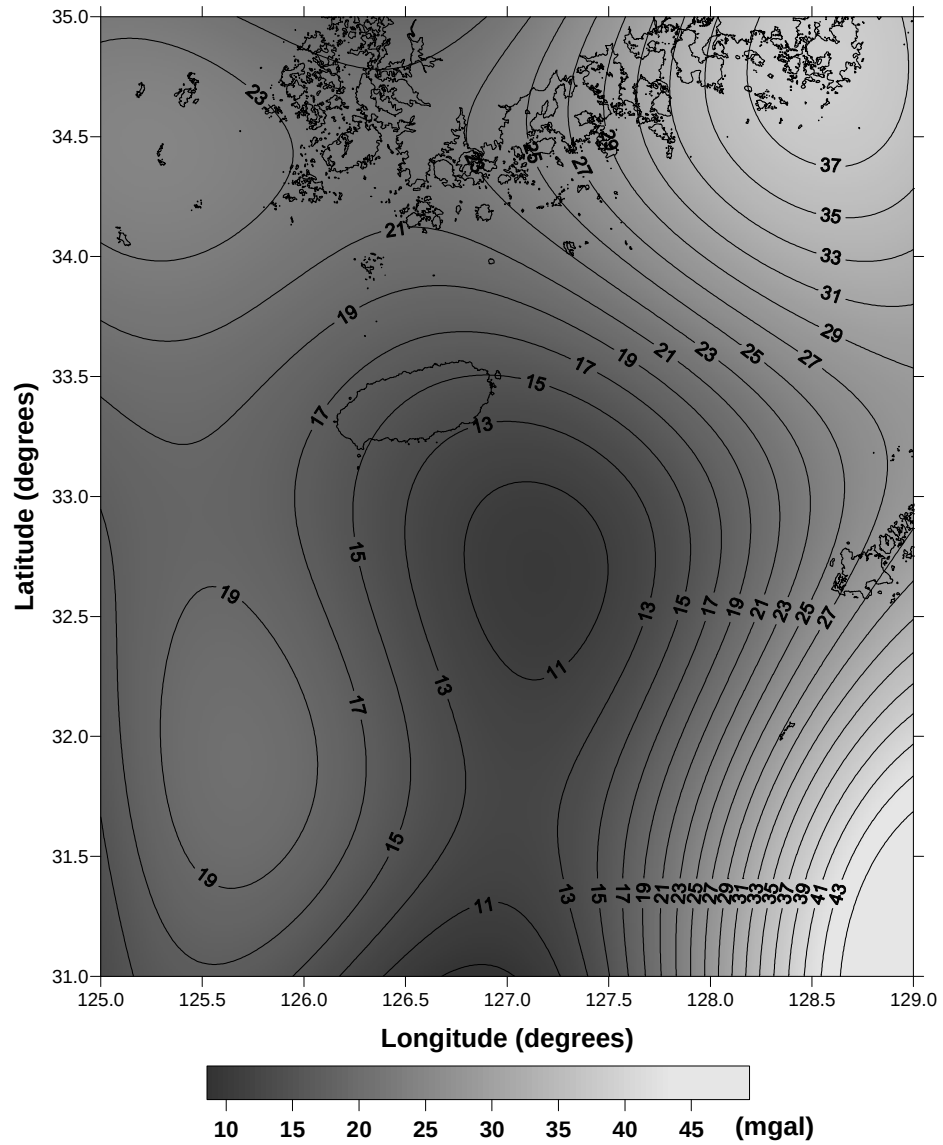


Fig. 37. The free-air gravity anomaly map in and around Jeju island computed from the EGM96 geopotential model up to degree and order 120.

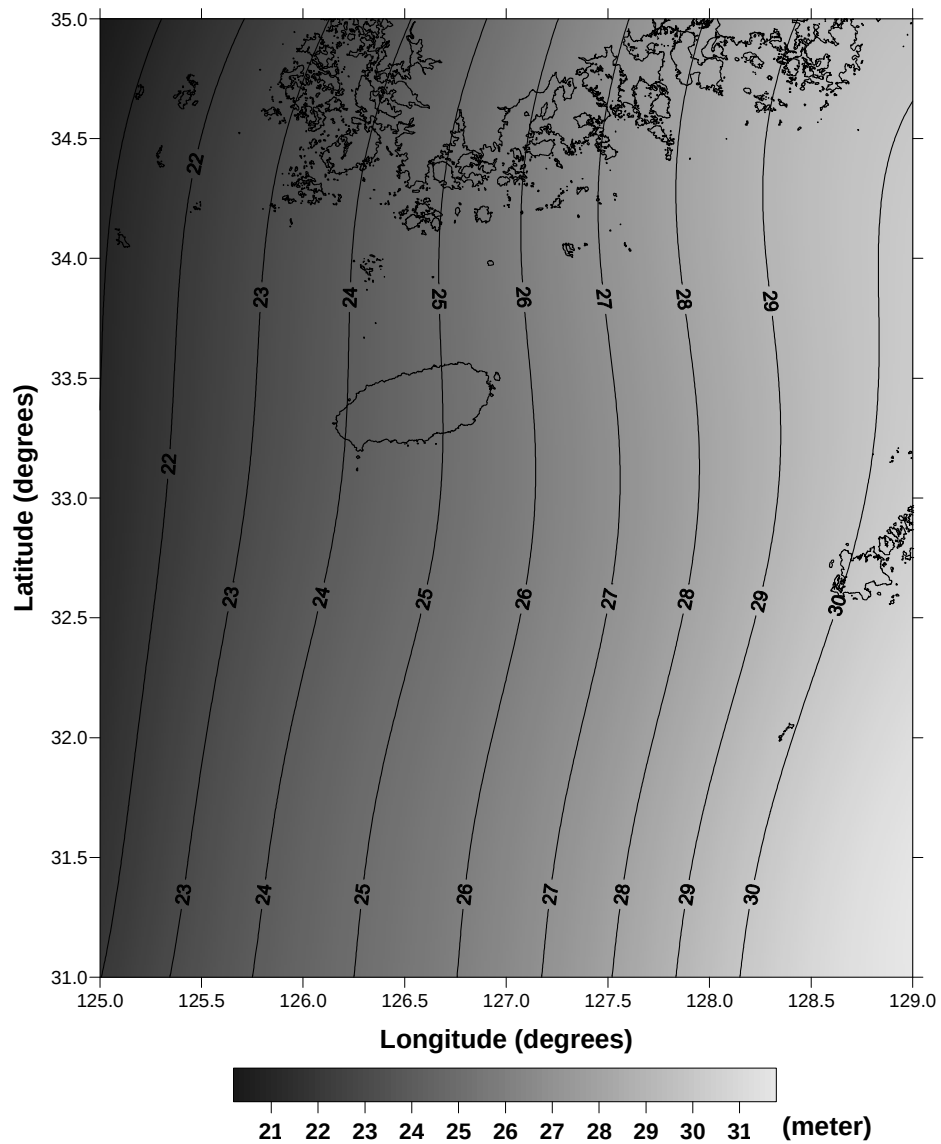


Fig. 38. The regional geoid undulation in and around Jeju island computed from the EGM96 geopotential model up to degree and order 120.

4.1.2. EIGEN-GL04C

연구 지역인 제주도 일원의 광역 고도이상과 광역 지오이드를 EIGEN-GL04C의 계수의 최대 차수 140까지 계산하였다. 계산 결과 광역 고도이상은 -4.722 mgal에서 40.593 mgal 까지 변화하며(Fig. 39), 광역 지오이드는 19.532 m에서 30.500 m까지 변화 한다(Fig. 40; Table 11).

최대차수 140까지의 광역 지오이드는 최대 차수 360까지의 지오이드인 Fig. 13와는 차이를 보이며 Fig. 7보다 장파장의 영향이 더욱 반영되어 제주도 지형에 따른 지오이드 변화는 나타나지 않는다.

Table 11. Statics of EIGEN-GL04C regional geoid heights and free-air anomaly values in and around Jeju island computed from the geopotential model up to degree and order 140.

	Geoid (meter)	Free-air (mgal)
Mean	26.183	16.555
Minimum	22.092	-5.103
Maximum	28.189	32.869

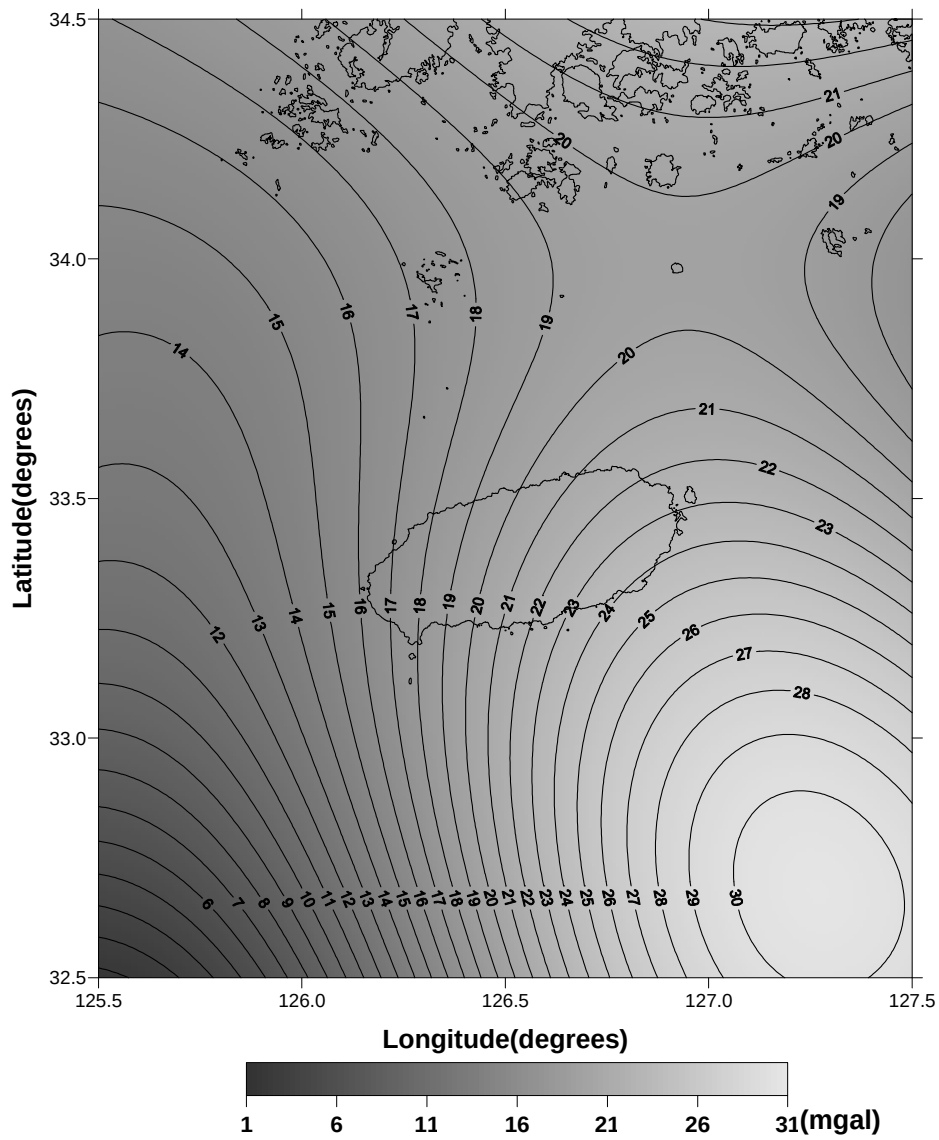


Fig. 39. The free-air gravity anomaly map in and around Jeju island computed from the EIGEN-GL04C geopotential model up to degree and order 140.

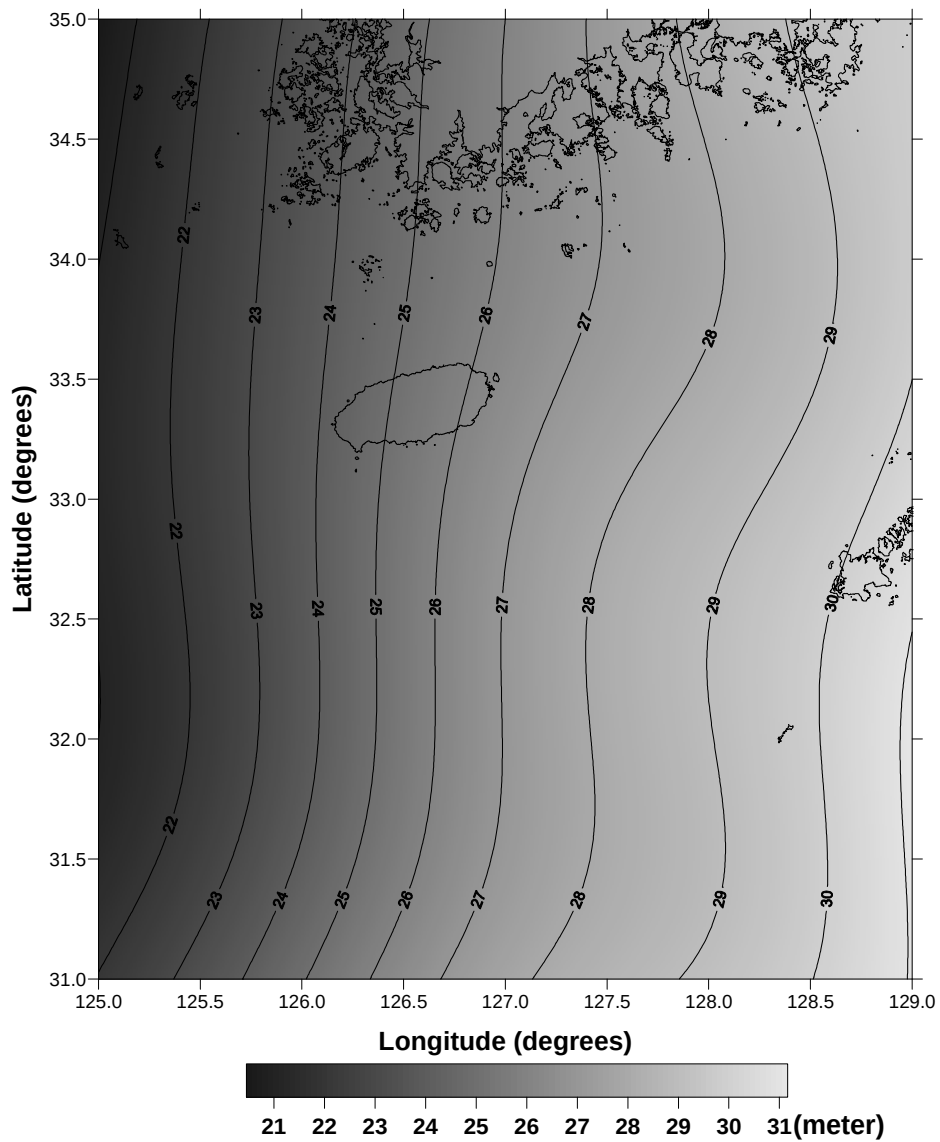


Fig. 40. The regional geoid undulation in and around Jeju island computed from the EIGEN-GL04C geopotential model up to degree and order 140.

4.2. 잔류 지오이드

4.2.1. EGM96

Fig. 41은 EGM96에서 최대 차수 120까지 계산한 광역 고도이상을 우리나라 일원의 고도이상에서 제거한 잔류고도이상이다. 잔류 고도이상은 -34.969 mgal에서 170.880 mgal까지 분포하고, 평균값은 -2.587 mgal 이다. 또한 연구 지역의 잔류고도이상을 이용해 적분 반경 7 km까지 계산한 잔류 지오이드(Fig. 42)는 -0.147 m에서 0.871 m 범위로 변화 하며 평균값은 0.002 m 이다(Table 12). 한라산 정상 부근에서 주위 지역에 비해 0.871 m의 높은 값을 나타내는 반면, 제주도 주위 바다 지역에서는 0.1 m 미만의 값을 나타내고 있다. 한라산 정상 부근이 주위 지역에 비해 높은 잔류 지오이드 값을 가지는 것은 연구 지역 지형에 대한 단파장의 영향이 반영된 것이다.

Table 12. Statics of residual geoid height and free-air anomaly values in and around Jeju island computed from EGM96.

	Geoid (meter)	Free-air (mgal)
Mean	0.002	-2.587
Minimum	-0.147	-34.969
Maximum	0.871	170.880

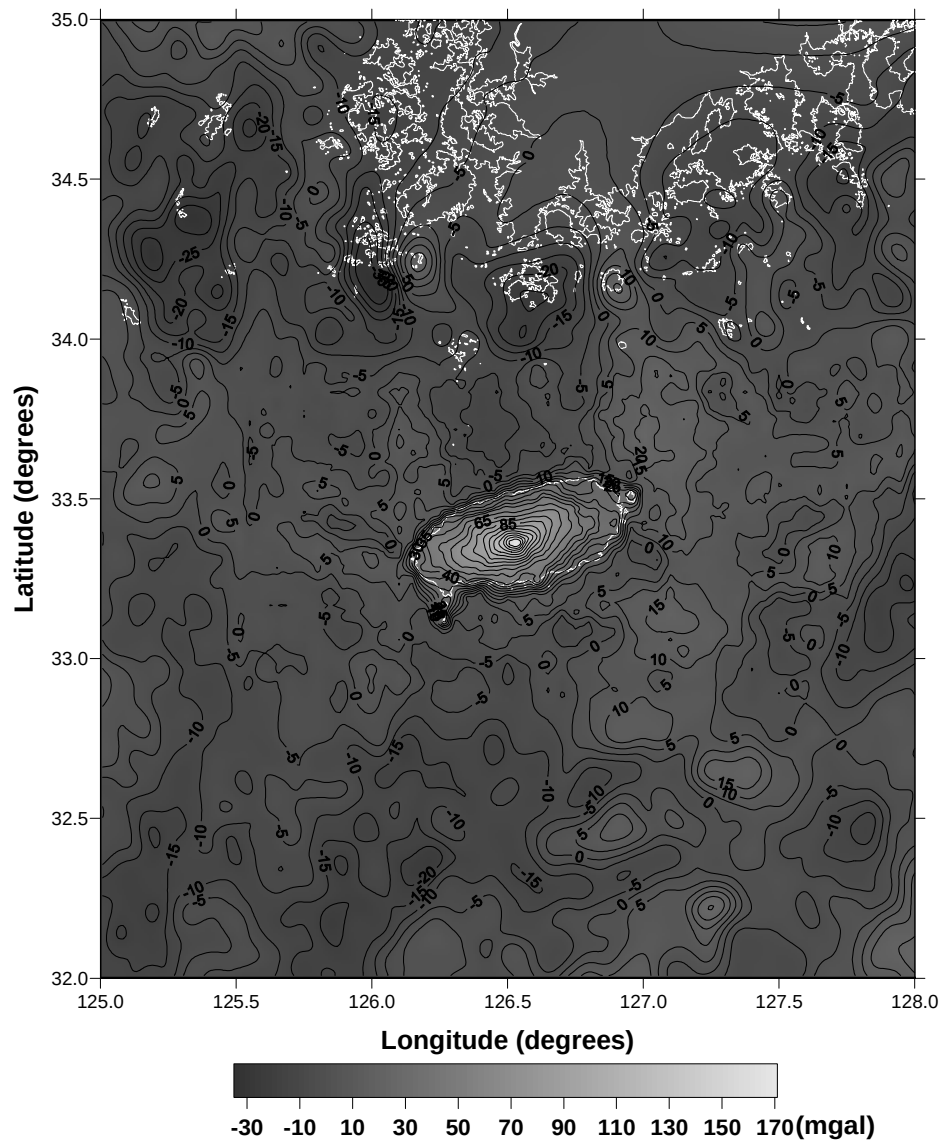


Fig. 41. The residual free-air anomaly map in and around Jeju island computed from EGM96 using the remove and restore method.

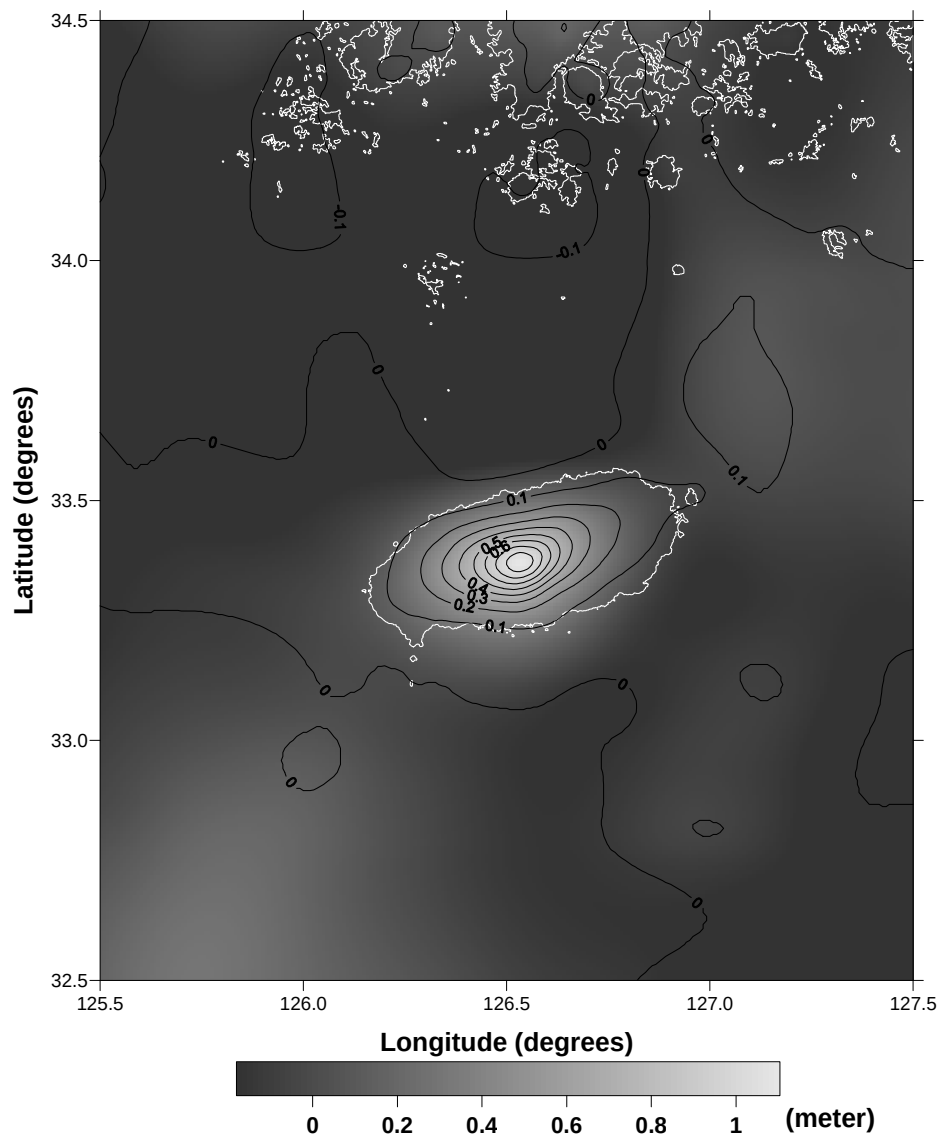


Fig. 42. The residual geoid undulation in and around Jeju island computed by the stokes' integration method with a 7 km integration cap radius.

4.2.2. EIGEN-GL04C

Fig. 43은 EIGEN-GL04C에서 최대 차수 140까지 계산한 광역 고도이상을 우리나라 일원의 고도이상에서 제거한 잔류고도이상이다. 이는 -29.438 mgal에서 164.522 mgal까지 분포하고, 평균값은 -1.553 mgal 이다. 또한 연구 지역의 잔류고도이상을 이용해 적분 반경 6 km까지 계산한 잔류 지오이드 (Fig. 44)는 -0.123 m에서 0.756 m 범위로 변화 하며 평균값은 -0.005 m 이다(Table 13). EGM96에 비하여 잔류 지오이드의 변화 폭이 적게 나타나고 있으며 잔류 지오이드의 높이도 EGM96에 의해 계산된 잔류 지오이드 보다 낮게 나타난다.

Table 13. Statics of residual geoid height and free-air anomaly values in and around Jeju island computed from EIGEN-GL04C.

	Geoid (meter)	Free-air (mgal)
Mean	-0.005	-1.553
Minimum	-0.123	-29.438
Maximum	0.756	164.522

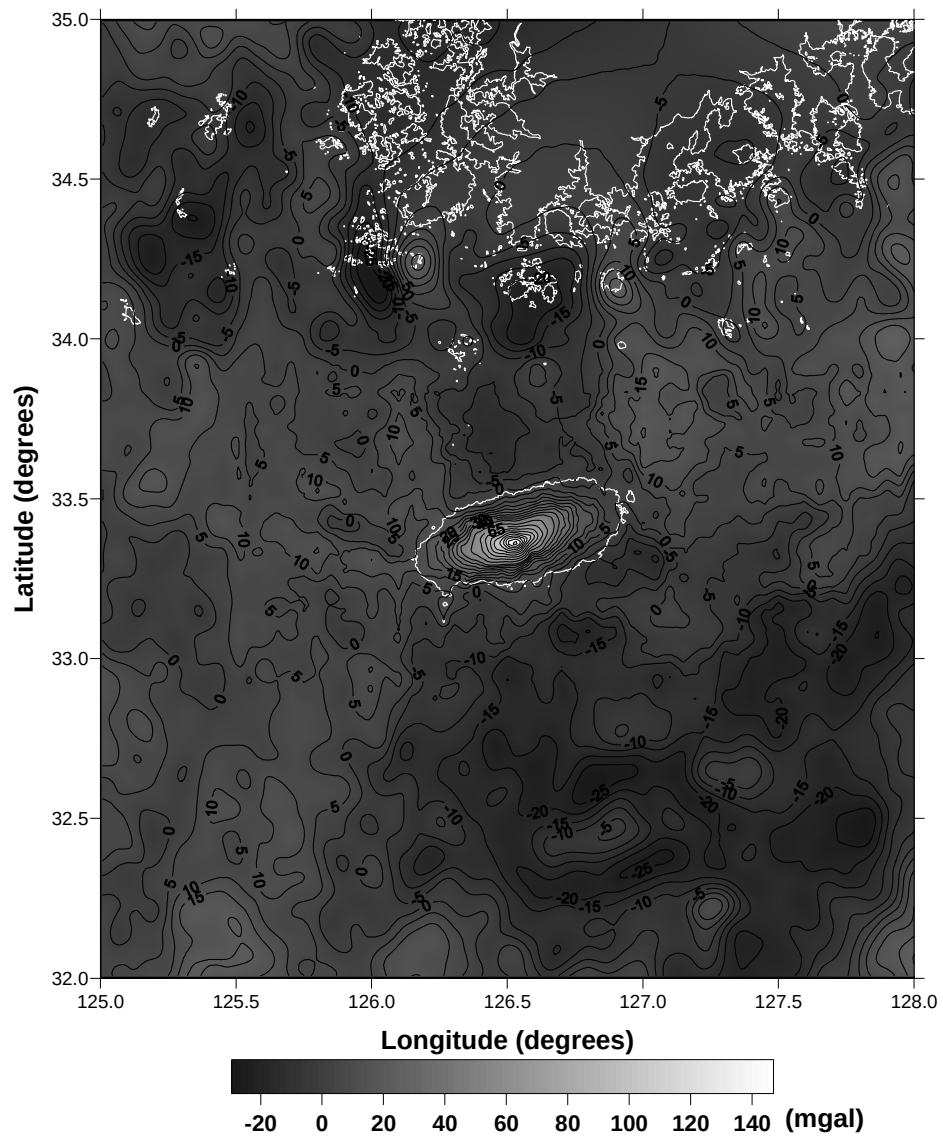


Fig. 43. The residual free-air anomaly map in and around Jeju island computed from EIGEN-GL04C using the remove and restore method.

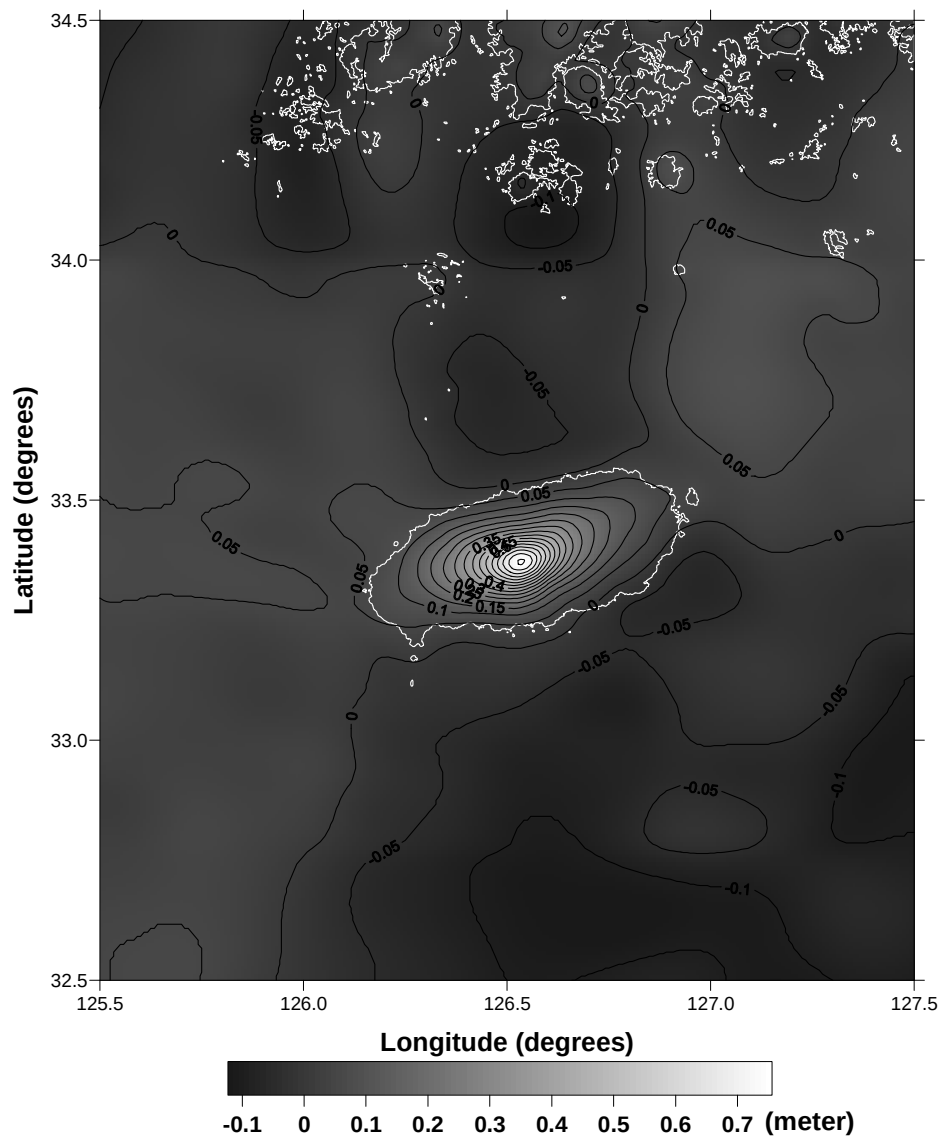


Fig. 44. The residual geoid undulation in and around Jeju island computed by the stokes' integration method with a 6 km integration cap radius.

4.3. 정밀 지오이드

4.3.1. EGM96

EGM96을 이용해 최대 차수 120까지 계산한 광역 지오이드와 제주도 일원의 잔류고도이상으로 반경 7 km 까지 적분하여 계산한 잔류 지오이드를 합성하여 정밀 지오이드를 계산하였다(이후 편의상 EGM96-120-7 지오이드라 하겠다). 광역 지오이드는 전 지구적인 장파장의 성분만을 나타내고 잔류 지오이드는 연구 지역의 단파장의 성분만을 나타내므로 이 둘을 합성하여 광역적인 장파장의 성분과 연구 지역의 단파장 성분을 가지는 정밀 지오이드를 결정 할 수 있다. 따라서 정밀 지오이드는 광역적인 장파장의 성분과 연구지역의 단파장의 성분을 잘 표현할 수 있다.

Fig. 45 정밀 지오이드는 EGM96으로부터 최대 차수 120으로 계산한 광역 지오이드의 영향이 포함되어 있어 전반적으로 서에서 동으로 갈수록 지오이드가 높아지는 경향을 보이며 동시에 한라산 정상 부근은 지형의 영향이 포함되어 한라산 정상에 근접한 주위 지역에 비해 높게 나타나는 잔류 지오이드의 경향을 동시에 반영한다.

연구 지역 내의 정밀 지오이드는 북서 지역의 21.882 m에서 동쪽의 27.124 m까지 변화하고 있으며 전체적으로 서에서 동으로 지오이드 높이가 높아지는 양상을 보인다(Table 14).

Table 14. Statics of final precise geoid height values computed from EGM96 in and around Jeju island.

	Geoid (meter)
Mean	24.646
Minimum	21.882
Maximum	27.124

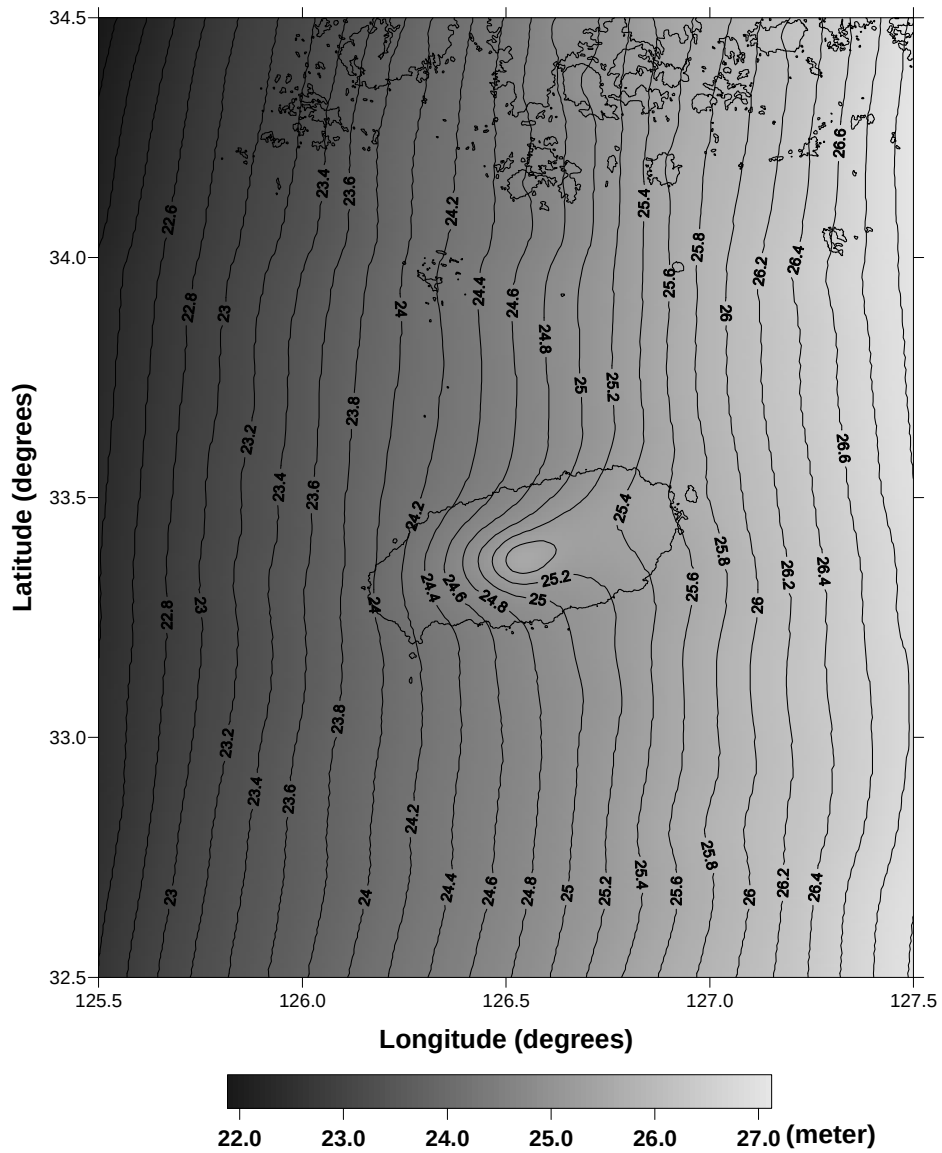


Fig. 45. The final Precise geoid undulation reconstructed by combining regional and residual geoid computed from EGM96 in and around Jeju island.

4.3.2. EIGEN-GL04C

EIGEN-GL04C 모델을 이용해 최대 차수 140, 적분반경 6 km까지 계산한 광역 지오이드와 제주도 일원의 잔류고도이상으로 계산한 잔류 지오이드를 합성하여 정밀 지오이드를 계산하였다(이후 편의상 EIGEN-GL04C-140-6 지오이드라 하겠다).

Fig. 46의 정밀 지오이드는 EGM96-120-7 지오이드와 같이 EIGEN-GL04C의 차수 140까지 계산한 광역 지오이드의 영향이 포함되어 있다. 따라서 전반적으로 서에서 동으로 갈수록 지오이드가 높아지는 경향을 보인다. 이와 동시에 한라산 정상 부근은 지형의 영향이 포함되어 주위 지역에 비해 높게 나타나는 잔류 지오이드의 경향을 동시에 반영한다. 반면 Fig. 45와 같이 서에서 동으로 갈수록 높아지는 전체적인 변화 경향은 같으나 EGM96과 EIGEN-GL04C에서 계산된 광역 지오이드의 변화 경향이 각각 반영된 것을 볼 수 있다.

연구 지역 내의 정밀 지오이드는 북서 지역의 22.027 m에서 동쪽의 28.090 m까지 변화하고 있으며 전체적으로 서에서 동으로 지오이드 높이가 높아지는 양상을 보인다(Table 15).

Table 15. Statics of final precise geoid height values computed from EIGEN-GL04C in and around Jeju island.

	Geoid (meter)
Mean	25.043
Minimum	22.027
Maximum	28.090

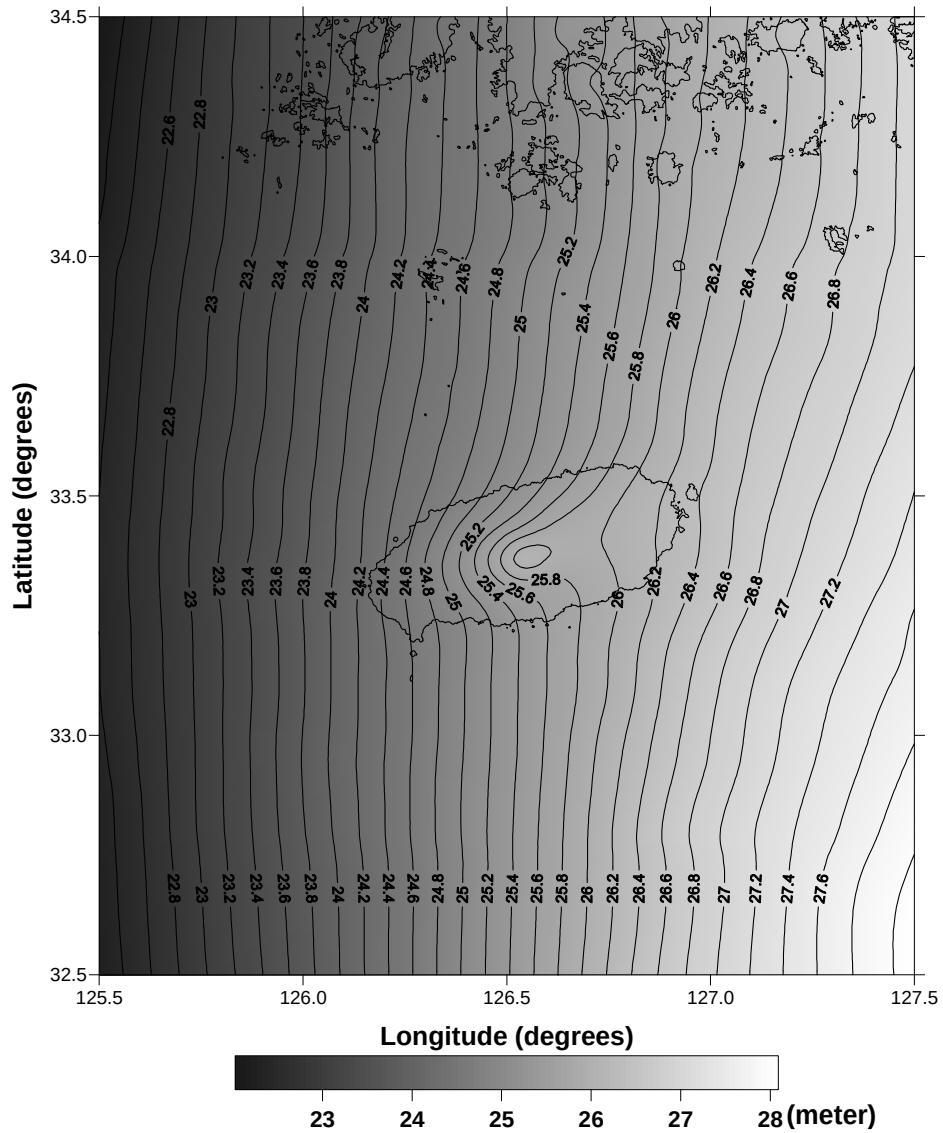


Fig. 46. The final Precise geoid undulation reconstructed by combining regional and residual geoid computed from EIGEN-GL04C in and around Jeju island.

4.3.3. 최대 차수(degree and order 360) 지오이드

EGM96 모델과 EIGEN-GL04C 모델의 최대 차수 360까지 광역 지오이드와 잔류 고도이상으로 계산한 잔류 지오이드를 합성하여 각각에 대한 정밀 지오이드를 계산하였다. 최대 차수에 대한 적분 반경은 5 km에서 70 km까지 변화시키면서 GPS/leveling 지오이드와의 RMS가 가장 낮은 반경으로 잔류 지오이드를 계산하였다. EGM96은 적분 반경 55 km, EIGEN-GL04C는 6 km에서 RMS가 가장 작았다. RMS는 EGM96의 경우 0.546 m, EIGEN-GL04C는 0.246 m로 EIGEN-GL04C 모델의 RMS가 작게 나타났다. Fig. 47와 Fig. 48는 각각 EGM96과 EIGEN-GL04C에 대한 정밀 지오이드이다. 각각의 정밀 지오이드에 대한 평균과 최소 높이와 최대 높이는 Table 16과 Table 17과 같다.

최대 차수 360까지의 계산 결과에 의하면 EGM96은 최대 차수로 정밀 지오이드를 계산한 경우가 최적 차수를 결정하여 계산한 경우보다 정확도가 떨어지는 것으로 판단된다. 반면에 EIGEN-GL04C의 경우는 최적 차수를 결정하여 계산한 정밀 지오이드와 최대 차수로 계산한 정밀 지오이드와의 차이는 크지 않은 것으로 판단된다. 최대 차수로 계산한 두 정밀 지오이드의 전체적인 변화 경향은 비슷하나 EIGEN-04C에 의한 정밀 지오이드가 EGM96에 비해 연구 지역의 지오이드를 잘 표현 하고 있는 것으로 판단된다.

Fig. 49은 EGM96과 EIGEN-GL04C에 의한 정밀 지오이드 간의 차이를 나타낸 것이다. 그림에 나타난 바와 같이 한라산 부근에서 약 0.6 m에 이르는 차이가 나타나며 반면 저지대와 해양 부근에서 두 지오이드간의 차는 상대적으로 낮게 나타난다. 제주도 정상 부근에서의 차이는 Fig. 7와 Fig. 13에서 나타나는 차이와 같이 장파장에 의한 영향이 나타난 것으로 보여 진다.

Table 16. Statics of precise geoid height values degree and order 360 computed from EGM96 in and around Jeju island.

	Geoid (meter)
Mean	25.178
Minimum	21.867
Maximum	27.854

Table 17. Statics of final precise geoid height values degree and order 360 computed from EIGEN-GL04C in and around Jeju island.

	Geoid (meter)
Mean	24.980
Minimum	21.778
Maximum	27.487

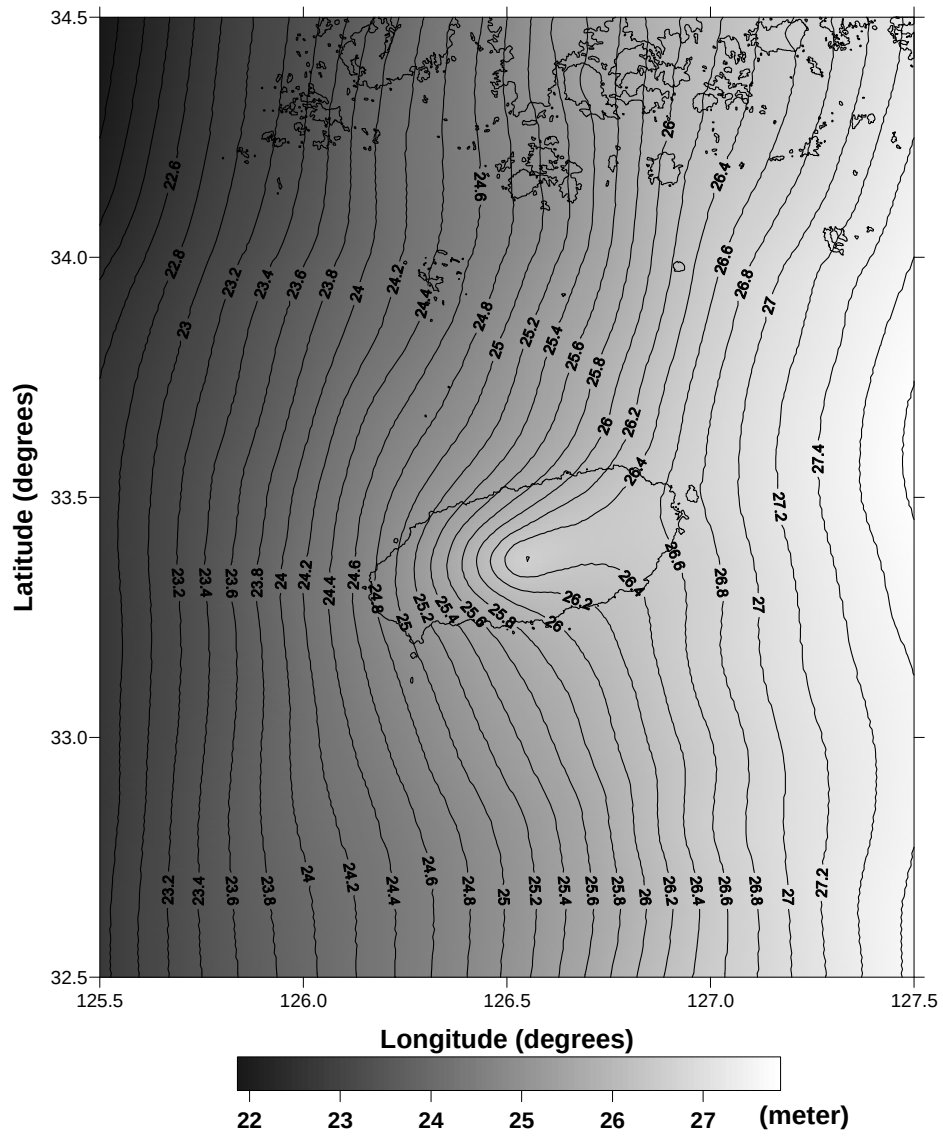


Fig. 47. The Precise geoid undulation reconstructed by combining degree and order 360 regional and integral cap radius up to 55 km residual geoid computed from EGM96 in and around Jeju island.

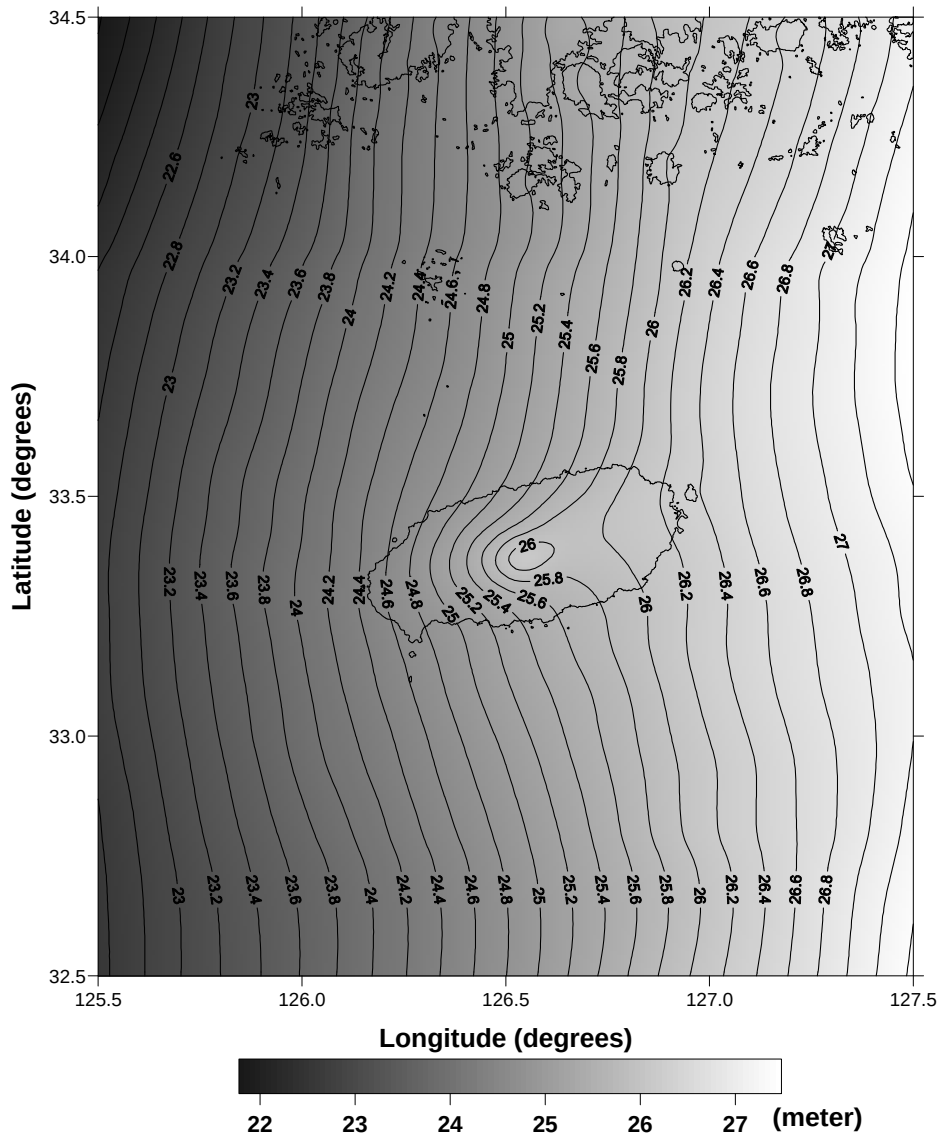


Fig. 48. The Precise geoid undulation reconstructed by combining degree and order 360 regional and integral cap radius up to 6 km residual geoid computed from EIGEN-GL04C in and around Jeju island.

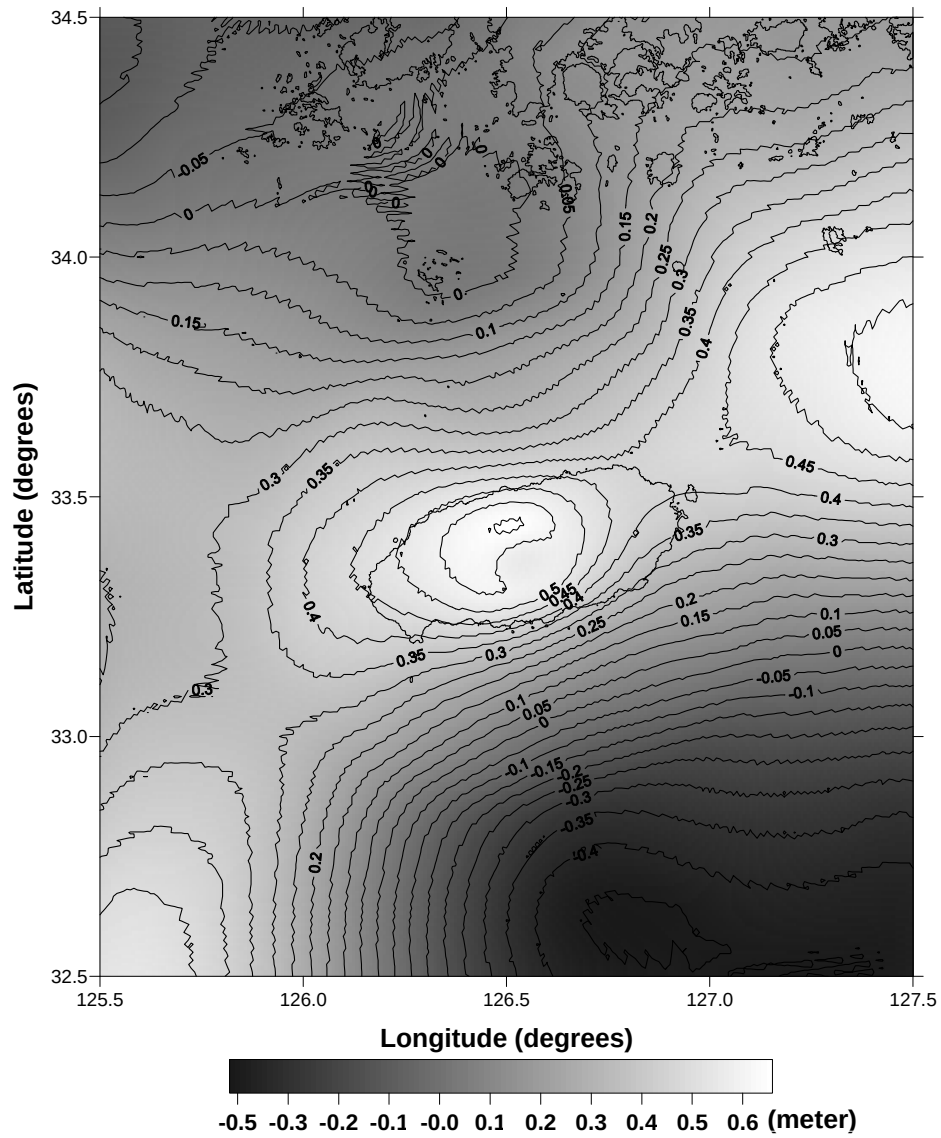


Fig. 49. The geoid height difference between EGM96 precise geoid and EIGEN-GL04C precise geoid in and around Jeju island.

5. 정밀 지오이드 검증 및 비교

EGM96-120-7 정밀 지오이드와 EIGEN-GL04C-140-6 정밀 지오이드를 GPS/leveling 지오이드와 비교하였다. 분석과 검증을 위해 PNU95(Choi et al. 1997) 지오이드와 NORI05(해양수산부, 2005) 지오이드와 비교 하였다. 또한 제주도 수준점과 수준측량, 광파측량에 의해 표고가 측정된 지점에서 GPS측량한 자료와 비교 하였다.

5.1. GPS/leveling 지오이드에 의한 검증

EGM96 및 EIGEN-GL04C 지구중력장모델을 이용하여 계산한 최종 정밀 지오이드 EGM96-120-7 및 EIGEN-GL04C-140-6의 정확도 분석을 하였다. 계산된 정밀 지오이드는 GPS/leveling 지오이드와 비교를 통하여 검증할 수 있다. 검증에 사용된 GPS/leveling 지오이드는 제주도 내의 수준점과 수준측량 및 광파측량에 의해 측정된 92 개 GPS/leveling 측정 지점 중 77개 지점이다.

Fig. 50, Fig. 51, Fig. 52, Fig. 53는 GPS/leveling와 각각에 대한 EGM96-120-7, EIGEN-GL04C-140-6, PNU95와 NORI05 지오이드 차이를 나타낸 그림이다. GPS/leveling 지오이드에 대한 차이는 각 지오이드마다 다르게 나타나지만 특이한 것은 음의 차이를 나타내는 지역이 한라산 서북쪽으로 비슷하게 나타난다. 이 지역은 저지대에 편중된 수준점을 보완하기 위한 수준측량이 이루어진 지역이다. 그림에 나타나는 영향은 장거리 기선을 측량하는 동안 어느 정도의 오차가 포함된 것으로 이의 영향이 나타난 것으로 추측된다.

EGM96-120-7 지오이드와 GPS/leveling 지오이드 간의 차이는 $-0.517 \text{ m} \sim 0.634 \text{ m}$ 사이에 분포하고 이의 RMS는 0.252 m 이다. EIGEN-GL04C-140-65 지오이드의 경우 GPS/leveling 지오이드 간의 차이는 $-0.487 \sim 0.535 \text{ m}$ 범위에서 변하고, RMS는 0.242 m 이다. 같은 지점에 대한 PNU95 지오이드의 차이는 $-0.843 \sim 0.664 \text{ m}$ 범위이고, RMS는 0.345 m 이다. 또한 NORI05 지오이드의 경우 GPS/leveling 지오이드 간의 차이는 $-1.171 \sim 0.310 \text{ m}$ 범

위에서 변하고, RMS는 0.691 m이다(Table 18). EGM96-120-7 지오이드와 EIGEN-GL04C-140-6 지오이드의 RMS는 비슷하나 GPS/leveling 지오이드와 차이 범위는 EGM96-120-7 지오이드가 EIGEN-GL04C-140-7 지오이드보다 크게 나타나고 있다.

PNU95 지오이드와 GPS/leveling 간의 차이 RMS가 NORI05 보다 작게 나타나는 것은 주목 된다. NORI05 지오이드는 PNU95 보다 최신의 자료를 사용하였음에도 불구하고 GPS/leveling 지오이드에 대한 RMS가 크게 나타나는 것은 NORI05 지오이드가 한반도 일원에 최적화된 지오이드이기 때문인 것으로 판단된다. PNU95 지오이드의 경우 OSU91A 지구중력장모델을 사용하였고, 제주도 지역의 중력자료가 고도계(altimeter)를 이용하여 측정된 자료임에도 정확도가 최신의 지오이드에 부합하는 것은 PNU95 지오이드 계산 시 사용된 수준점이 본 연구에 사용된 수준점에 포함되어 있기 때문인 것으로 추측한다. 또한 PNU95와 NORI05 지오이드는 한반도 전체에 대하여 계산한 결과로서 육지와는 다른 수준망을 형성하고 있는 제주도의 경우 한반도 내륙에 적합한 정밀 지오이드와는 다른 결과를 가질 수 있음을 시사한다.

EGM96 및 EIGEN-GL04C 지구중력장모델 각각의 최대 차수에 대한 최적의 적분 반경을 구하여 정밀 지오이드를 계산하였다. EGM96 지구중력장모델은 적분 반경이 55 km 일 때 계산된 정밀 지오이드와 GPS/leveling 지오이드와의 RMS가 0.546 m로 가장 낮았다. EIGEN-GL04C 지구중력장모델의 경우 적분반경 6 km 일 때 RMS가 0.246 m로 가장 낮았다. 또한 GPS/leveling 지오이드와의 차이는 각각 -0.967 ~ 0.114 m, -0.577 m ~ 0.524 m 범위에 분포한다. EIGEN-GL04C 지구중력장모델에 의한 최대 차수의 정밀 지오이드가 RMS도 낮을 뿐만 아니라 차이 변화 폭도 안정된 것으로 보인다(Table 18; Fig. 54).

이상에서 EGM96 및 EIGEN-GL04C 지구중력장모델을 사용하여 계산한 정밀 지오이드가 기존의 정밀 지오이드보다 향상된 결과를 가지는 것으로 나타났다. 그리고 최적 차수를 결정하여 정밀 지오이드를 계산하는 방법뿐만 아니라 최대 차수를 이용하여 정밀 지오이드를 계산했을 때에도 EIGEN-GL04C 지구중력장모델을 사용하는 것이 좋은 결과를 얻을 수 있었다.

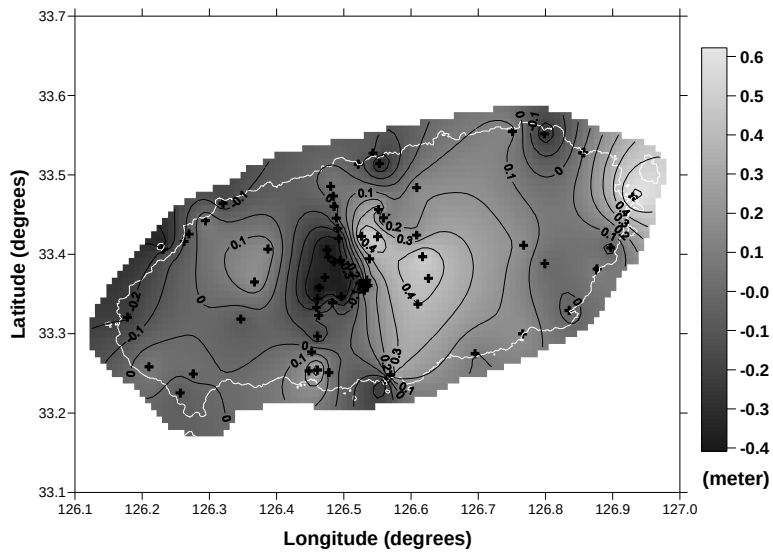


Fig. 50. Differences between final precise geoid heights using EGM96 and GPS/leveling geoid heights: Solid cross represented benchmark location.

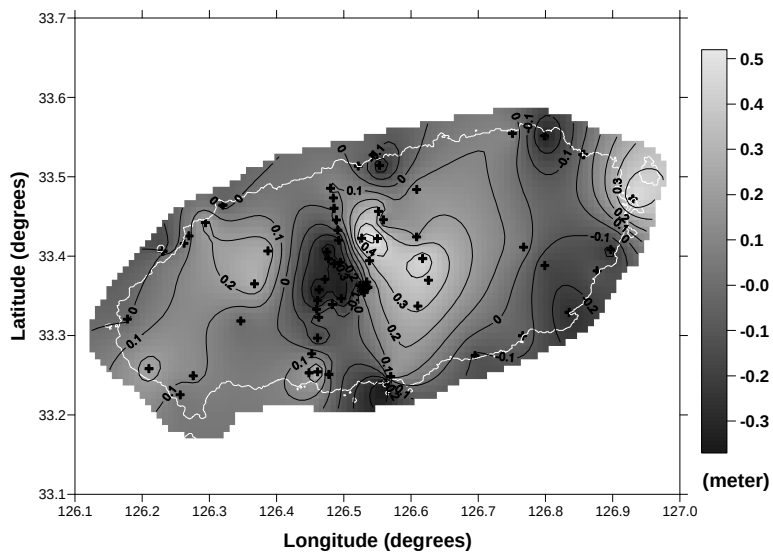


Fig. 51. Differences between EIGEN-GL04C geoid heights and GPS/leveling geoid heights: Solid cross represented benchmark location.

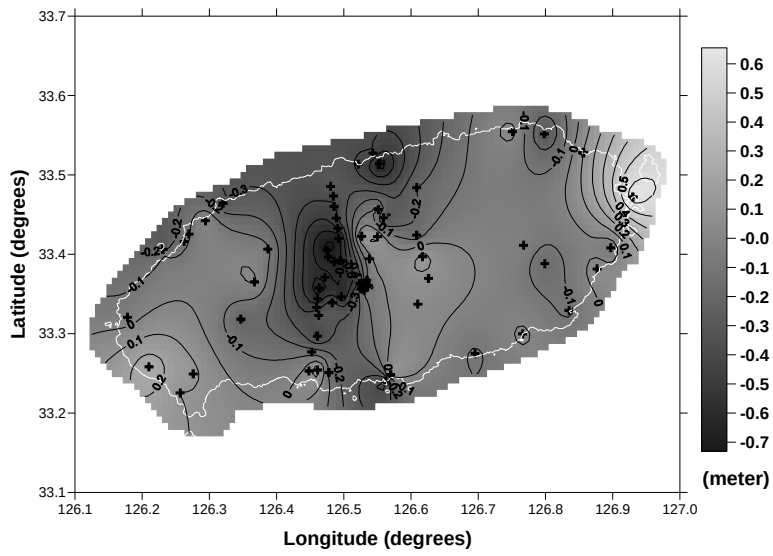


Fig. 52. Differences between PNU95 geoid heights and GPS/leveling geoid heights: Solid cross represented benchmark location.

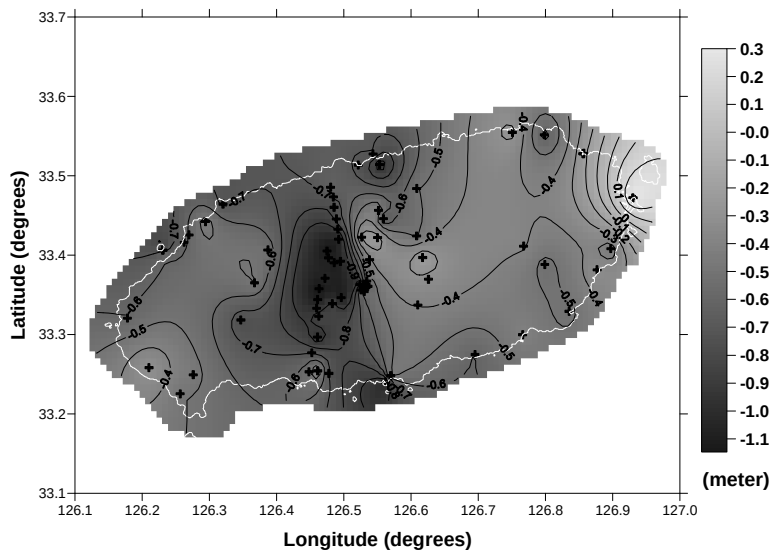


Fig. 53. Differences between NORI05 geoid heights and GPS/leveling geoid heights: Solid cross represented benchmark location.

Table 18. Differences between each precise geoid heights and GPS/leveling geoid heights in Jeju island.

	EGM96-120-7 (Fig. 54-A)	EIGEN-GL04C -140-6 (Fig. 54-B)	PNU95 (Fig. 54-C)	NORI05 (Fig. 54-D)	EGM96 (Fig. 54-E)	EIGEN-GL04C (Fig. 54-F)
degree and order	120	140	167	112	360	360
integral cap radius (km)	7	6	27	37	55	6
Mean	0.004	0.006	-0.194	-0.626	-0.490	-0.045
Minimum	-0.517	-0.487	-0.843	-1.171	-0.967	-0.577
Maximum	0.634	0.535	0.664	0.310	0.114	0.524
RMS	0.252	0.242	0.345	0.691	0.546	0.246

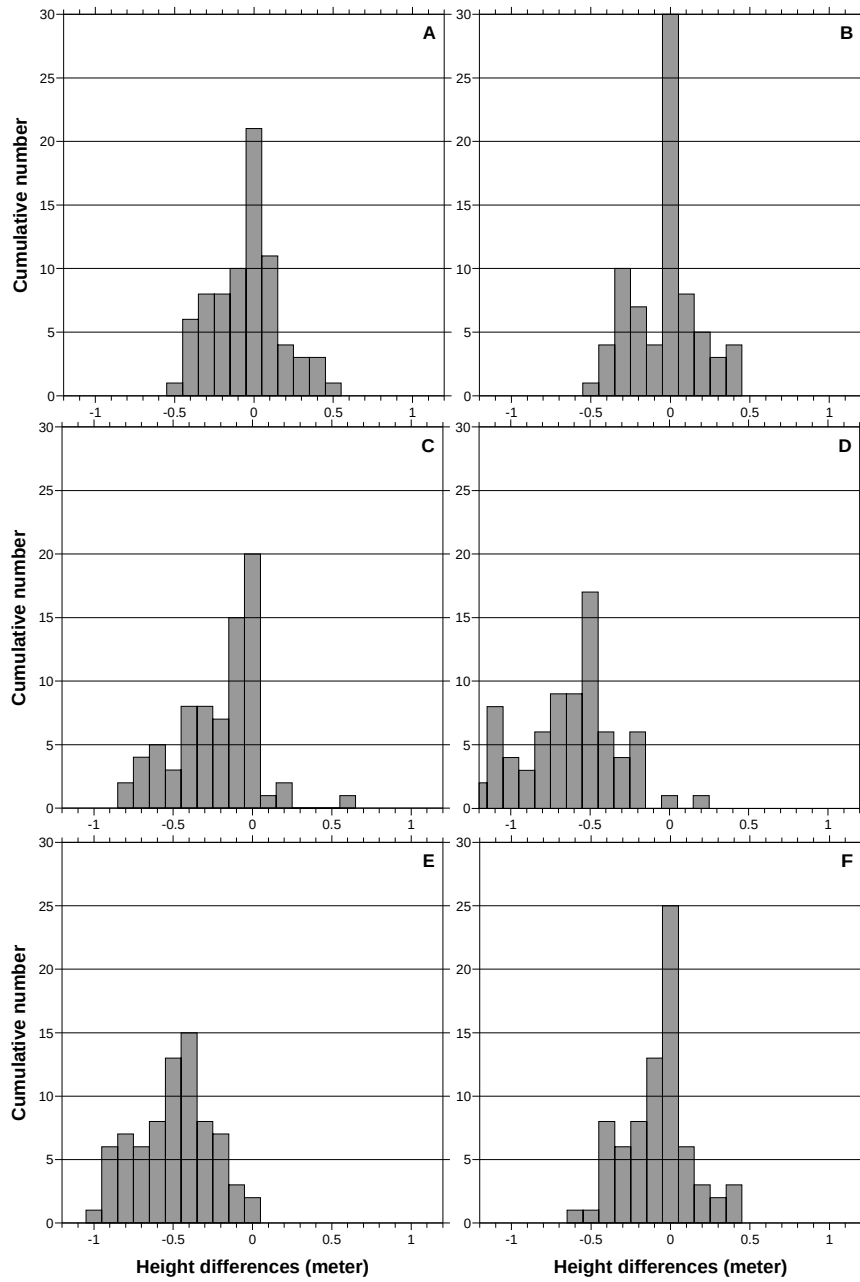


Fig. 54. Histogram of geoid height differences between each precise geoid heights and GPS/leveling geoid heights in Jeju island.

5.2. PNU95 지오이드와 비교

5.2.1. EGM96-120-7 지오이드와 비교

PNU95지오이드는 남한 일원의 정밀 지오이드 모델로 OSU91A 지구중력장모델과 약 4,500여 지점의 남한 육상 지역 중력자료, 일본 동경대학 중력자료, 해면 고도계 중력자료(Sandwell, 1993)등을 이용하여 계산한 것이다. 국토지리정보원이 매설한 71개의 1등, 2등 수준점의 GPS/leveling 지오이드를 이용하여 광역 지오이드의 차수와 잔류 지오이드의 적분 반경을 결정하였다. 여기에 사용된 최대 차수는 167이고, 최적 적분 반경은 27 km이다. 이때 PNU95지오이드와 GPS/leveling 지오이드와의 RMS 차이는 0.149m로 계산되었다(Choi et al., 1997). 연구지역의 PNU95 지오이드는 Fig. 55와 같다. 연구 지역의 PNU95 지오이드의 높이는 21.800 m에서 27.390 m까지 변화하며 평균 높이는 24.893 m 이다.

Fig. 55는 PNU95와 본 연구에서 계산된 EGM96-120-7 지오이드와의 차이를 나타낸 그림이다. 차이는 -0.618 m에서 0.180 m 범위에서 변화하며 RMS는 0.221 m이다(Table 17). Fig. 56에서와 같이 EGM96을 이용하여 계산한 정밀 지오이드는 제주도 내에서 PNU95 지오이드와 큰 차이가 없으며 두 정밀 지오이드 간의 차이도 0.1 m 미만이다.

5.2.2. EIGEN-GL04C-140-7 지오이드와 비교

Fig. 57은 PNU95와 본 연구에서 계산된 EIGEN-GL04C-140-7 지오이드와의 차이를 나타낸 그림이다. 차이는 -0.462 m에서 0.895 m 범위에서 변화하며 RMS는 0.356 m이다(Table 20). Fig. 57에서 나타내는 PNU95 정밀 지오이드와 EIGEN-GL04C를 이용한 정밀 지오이드의 차이는 Fig. 56과는 달리 제주도 부근 지역에서 0.5 m 정도의 차이를 보이고 있다. 반면 제주도 주위의 해상에서는 상대적으로 적은 차이를 보이고 있으며 이는 EGM96 지구중력장모델과 EIGEN-GL04C 모델의 장파장에 의한 영향일 것으로 판단된다.

Table 19. Differences between EGM96-120-7 geoid heights and PNU95 geoid heights in and around Jeju island: The positive value means that the final precise geoid is higher than PNU95.

	Difference (meter)
Mean	-0.126
Negative maximum	-0.618
Positive maximum	0.180
RMS	0.221

Table 20. Differences between EIGEN-GL04C-140-6 geoid heights and PNU95 geoid heights in and around Jeju island: The positive value means that the final precise geoid is higher than PNU95.

	Difference (meter)
Mean	0.149
Negative maximum	-0.462
Positive maximum	0.895
RMS	0.356

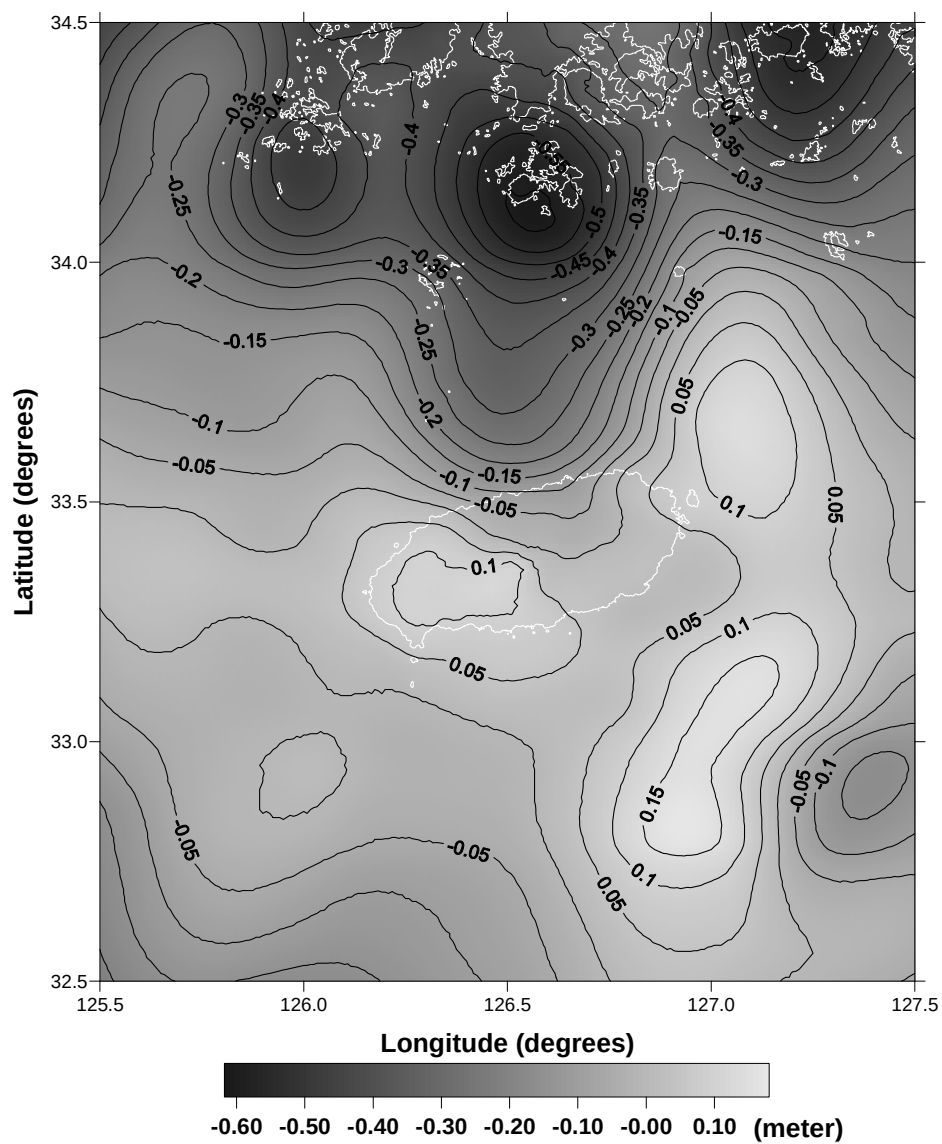


Fig. 56. Differences between EGM96-120-7 geoid heights and PNU95 geoid heights.

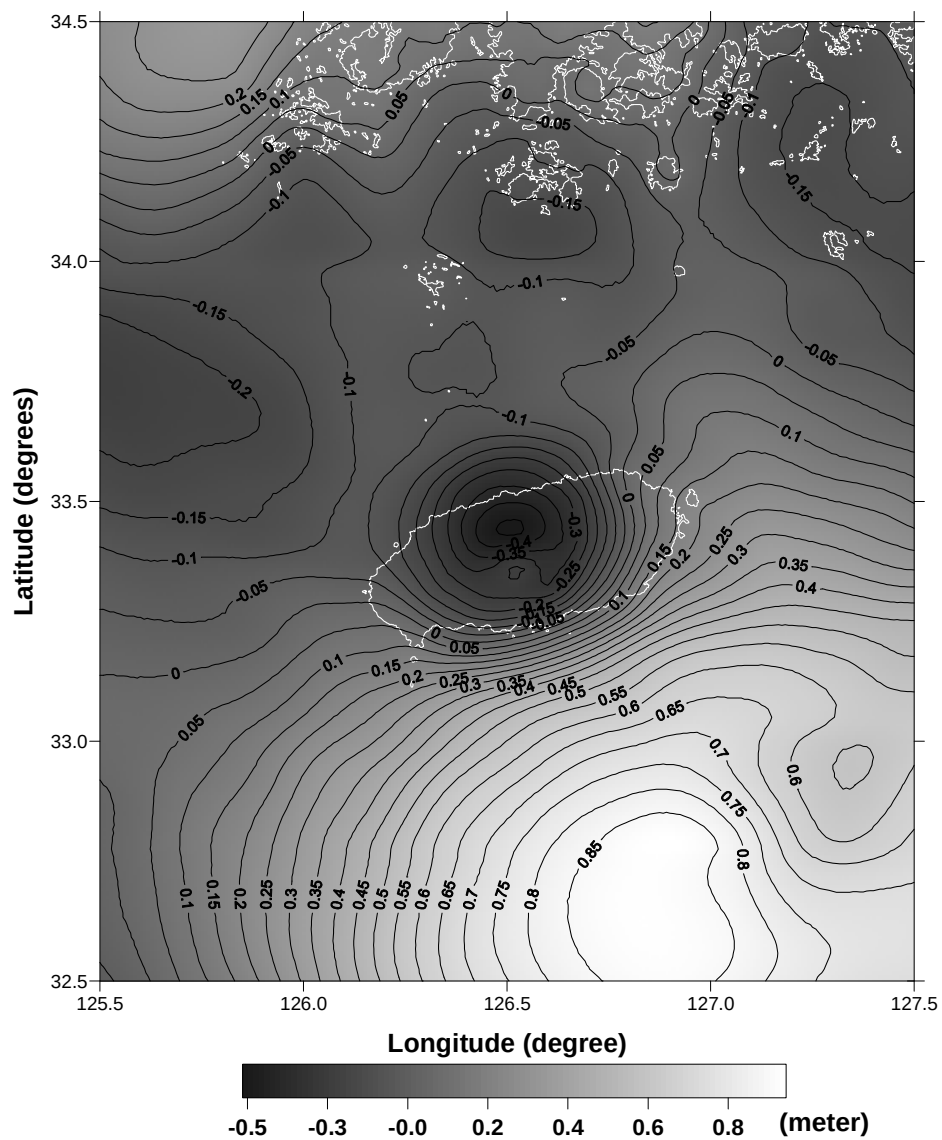


Fig. 57. Differences between EIGEN-GL04C-140-6 geoid heights and PNU95 geoid heights.

5.3. NORI05 지오이드와 비교

5.3.1. EGM96-120-7 지오이드와 비교

NORI05지오이드는 남한 일원의 정밀 지오이드 모델로 EGM96 지구중력장모델과 약 12,615여 지점의 남한 육상 지역 중력자료, 일본 동경대학 중력자료, 해면 고도계 중력자료(KMS2002, 2003), 국립해양조사원에서 탐사선 해양2000호를 이용하여 측정한 서해와 동해 지역의 선상 중력자료 등을 이용한 것이다. 국토지리정보원이 매설한 182개의 1등, 2등 수준점의 GPS/leveling 지오이드를 이용하여 광역 지오이드의 차수와 잔류 지오이드의 적분 반경을 결정하였다. 여기에 사용된 최대 차수는 112이고, 최적 적분 반경은 37 km이다. 이때 NORI05 지오이드와 GPS/leveling 지오이드와의 RMS 차이는 0.132 m로 계산되었다(Fig. 58; 해양수산부, 2005).

Fig. 59는 NORI05와 본 연구에서 계산된 EGM96-120-7 정밀 지오이드와의 차이를 나타낸 그림이다. 차이는 -0.816 m에서 -0.174 m 범위에서 변화하며 RMS는 0.510 m이다(Table 21). 연구 지역에 해당하는 NORI05 지오이드는 최종 계산된 정밀 지오이드보다 전체적으로 낮게 나타난다.

Table 21. Differences between EGM96-120-7 geoid heights and NORI05 geoid heights in and around Jeju island

	Difference (meter)
Mean	-0.491
Negative minimum	-0.174
Negative maximum	-0.816
RMS	0.510

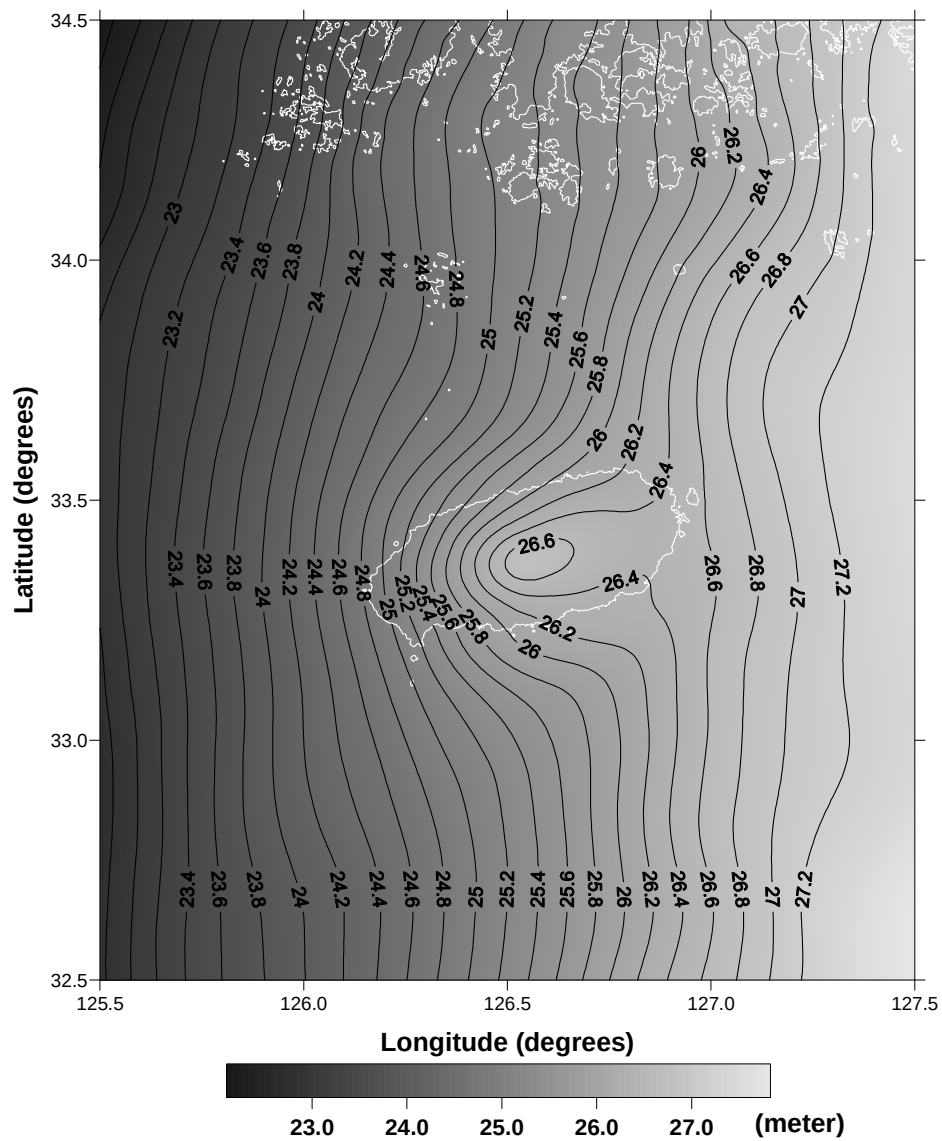


Fig. 58. The NORI05 geoid undulation in and around Jeju island.

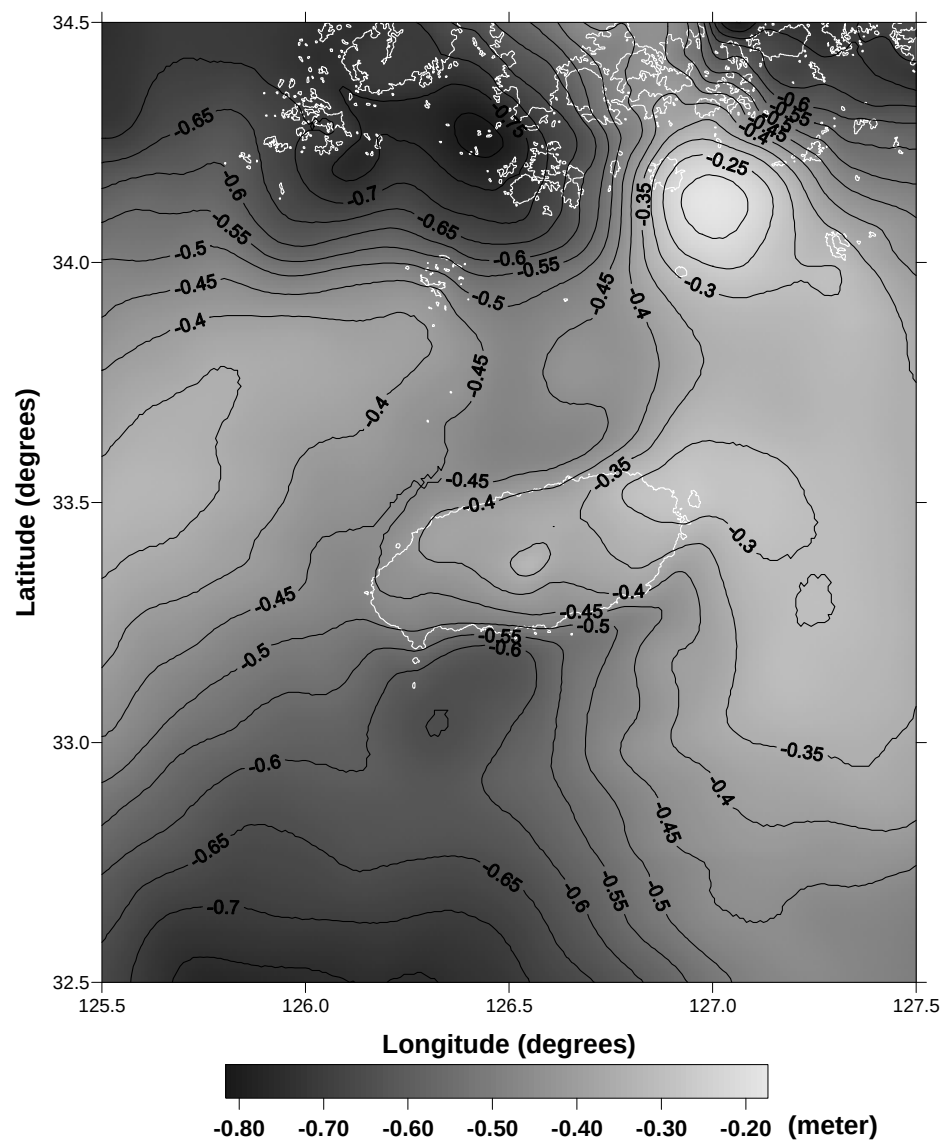


Fig. 59. Differences between EGM96-120-7 geoid heights and NORI05 geoid heights.

5.3.2. EIGEN-GL04C를 이용한 정밀 지오이드와의 비교

Fig. 60는 EIGEN-GL04C-140-6 지오이드와 NORI05 지오이드와의 차이를 나타낸 그림이다. 차이는 -0.820 m에서 0.380 m 범위에서 변화하며 RMS는 0.261 m이다(Table 22). 연구 지역에 해당하는 NORI05 지오이드는 제주도 남동쪽을 제외한 부분에서 최종 계산된 정밀 지오이드보다 높게 나타난다. Fig. 60은 앞서 PNU95 지오이드의 차이에 비해 제주도 내에서 더 큰 차이를 보인다.

Table 22. Differences between final precise geoid heights using EIGEN-GL04C degree and order up to 140 and NORI05 geoid heights in and around Jeju island

Difference (meter)	
Mean	-0.220
Negative minimum	-0.820
Maximum	0.380
RMS	0.261

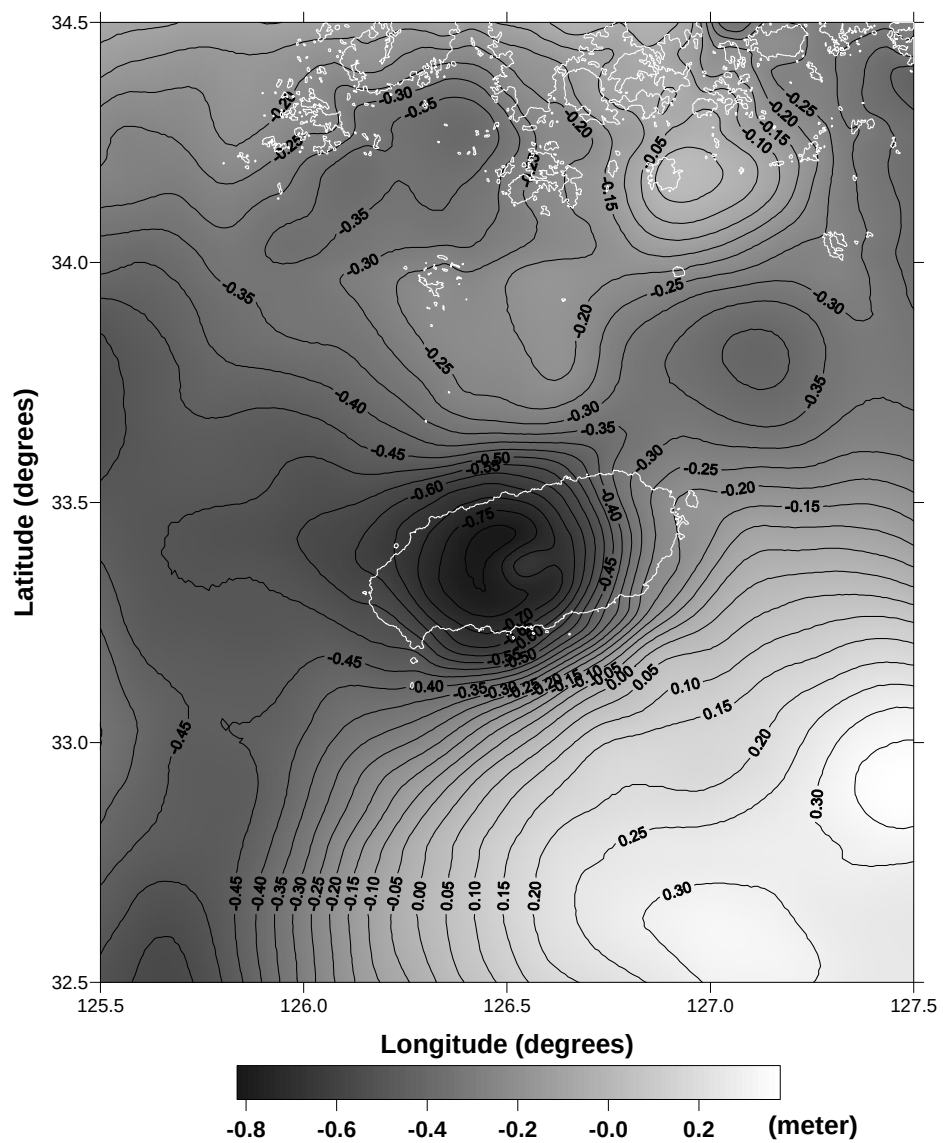


Fig. 60. Differences between final precise geoid heights using EIGEN-GL04C degree and order up to 140 and NORI05 geoid heights.

6. 토의 및 결론

제주도 일원의 정밀 지오이드 계산을 위하여 연구 지역 일원의 여러 가지 중력자료를 측정, 수집, 분석, 재처리 하였다. 제주도 내에서 2002년에서 2005년에 5회에 걸쳐 제주도 내에서 944개 지점에 이르는 중력측정을 하였다. 이는 제주도 내에서 격자 간격 약 $1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$ 에 최소한 한 지점의 중력이 측정되도록 하였다. 또한 비교적 저지대에 편중되어 있는 수준망을 극복하고 고지대에 대한 지오이드 정보 및 중력자료를 확보하기 위하여 제주시 BM16-0-2-3에서 제주시 BM16-0-3-5, 제주시 BM16-0-2-3에서 서귀포시 BM16-0-1-40까지 수준측량과 GPS측량을 병행하여 중력측정을 하였다. 또한 수준측량 측선에서 한라산 정상에 지나 다시 수준측량 측선으로 폐합하도록 하는 GPS와 연계하여 광파측량을 하여 한라산의 높이를 측정하였다.

수준측량과 광파측량이 이루어진 지점에 대하여 정규고 보정을 하였다. 한라산 정상에서 정규고 보정량은 30.12 cm에 달하며 정규고 보정을 함으로써 더욱 정확한 높이 측정이 이루어 질 수 있었다. 이렇게 측정된 한라산 정상에 위치한 삼각점에서의 높이는 1947.348 m로 측정되었다. 하지만 한라산의 고지대를 지나는 수준측량선과 광파측량선이 단일 기선으로 이루어져 측정 중 발생하는 오차를 추정할 수 없어 향후 더욱 정확한 측정이 필요할 것으로 판단된다. 또한 향후 수준점과 연계 되어 측정된 GPS 높이를 이용하여 정규고 보정을 하고 그의 정확도를 추정하는 연구가 이루어진다면 좀 더 정확한 높이 정보를 구할 수 있을 것이다.

2003년 국립해양조사원은 탐사선 '바다로 1호'를 이용하여 제주도 주위 해역에 대한 지구물리학적 측정을 하였으며 이때 중력자료도 같이 취득하였다. 본 연구에서는 해양조사원이 측정한 중력자료를 입수하여 자료 처리를 함으로써 교차점에서 RMS 에러가 0.126 mgal인 고밀도 양질의 선상 중력자료를 확보 하였다.

해면 고도계 위성 자료를 수집하여 연구 지역의 선상 중력자료가 없는 지역의 고도이상 자료로 활용하였다. 해면 고도계 자료들 중 선상 중력자료와의 차이를 구하고 그 RMS가 가장 낮은 Sandwell and Smith(version 16.1)

의 해면 고도계 자료를 이용하였다.

육상 중력자료, 선상 중력자료, 해면 고도계 위성 자료를 합성하여 고도 condensed 고도이상을 구하였다. 연구 지역의 고도이상은 -2.409 mgal에서 202.012 mgal의 분포로 한라산의 높이에 따라 높은 이상값을 가진다.

합성된 condensed 고도이상으로부터 광역 고도이상을 제거하고 잔류 고도이상을 구하였다. 이를 적분한 잔류 지오이드를 구하고 광역 지오이드와 잔류 지오이드를 합성해서 정밀 지오이드를 계산하였다.

제주도 일원에서의 EGM96 지구중력장모델의 최대 차수 120까지, 적분 반경 7 km에서 제주도 내의 GPS/leveling 지오이드와 가장 적합하게 계산 되었으며 이때의 RMS는 0.252 m로 계산 되었다. 또한 잔류 지오이드 높이 변화는 최저 -0.149 m에서 최대 0.871 m에 이르며 정밀 지오이드는 WGS 84를 기준으로 서쪽 21.882 m에서 동쪽의 27.124 m까지 변화한다.

GRACE 위성에 의하여 측정되고 계산된 지구중력장 자료인 EIGEN-GL04C를 이용하여 최적 차수 140, 적분 반경 6 km에 대한 정밀 지오이드를 계산하였다. 이의 정확도 검증을 위하여 GPS/leveling 지오이드와 비교 하였으며 이 때 이들 차이에 대한 RMS는 0.242 m로 계산되었다. 잔류 지오이드 높이 변화는 0.123 m에서 최대 0.756 m의 범위에서 변하며 정밀 지오이드는 22.027 m에서 28.090 m까지 변화한다.

본 연구에서 계산된 제주도 일원의 정밀 지오이드 검증과 정확도 분석을 위하여 GPS/leveling 지오이드와 비교하였다. 제주도 내의 77개 지점에 대한 GPS/leveling 지오이드와의 비교에 의하면 PNU95 지오이드는 RMS가 0.345 m, NORI05 지오이드가 0.691 m, EGM96-120-7 지오이드가 0.252 m, EIGEN-GL04C-140-6 정밀 지오이드는 0.242로 본 연구에서 계산된 두 개의 정밀 지오이드 정확도가 향상 된 것으로 판단된다.

EGM96 지구중력장모델과 EIGEN-GL04C 지구중력장모델의 최대 차수 360까지 계산한 정밀 지오이드를 GPS/leveling 지오이드와 비교 하였다. 각각 최대 차수 360 일 때 GPS/leveling 지오이드와의 RMS는 각각 0.546 m 와 0.246 m로 계산되었다. EGM96의 경우 최적 차수를 결정하여 계산한 지오이드와 최대 차수를 이용한 지오이드간의 RMS 차이는 약 0.3 m 나타났

으나 EIGEN-GL04C의 경우 큰 차이를 보이지 않았다. 이는 EIGEN-GL04C 지구중력장모델이 연구 지역 부근의 중력 변화를 잘 반영하고 있는 것으로 판단되며 최적 차수 결정 없이 최대 차수에 의하여 정밀 지오이드를 계산할 경우 최신의 모델을 이용하는 것이 효과적인 것으로 판단된다. 그러나 수 cm 정확도의 지오이드 모델 개발을 위해서는 지구중력장모델 뿐만 아니라 국가 기준망이 정확하게 보완되어야 하며 또한 중력측정과 GPS에 의하여 획득되는 위치 정보 또한 아주 높은 정밀도로 정확하게 측정되고 계산되어야 할 것이다.

본 연구에 의하여 계산되어진 제주도 지역의 정밀 지오이드는 이전의 PNU95지오이드, NORI05 지오이드와 비교 하였을 때 비교적 정확도는 향상되었다고 할 수 있다. 향후 더욱 정밀한 지오이드 개발을 위해서는 지속적인 정밀한 중력측정과 GPS/leveling 자료의 추가 및 지구물리학적 연구가 계속되어야 할 것이다.

참고문헌

- 고인세, 조진동, 2000, GPS/leveling과 지구중력장모델 지오이드높이차, 한국측량학회지, V.18, p.129-134.
- 國立天文部 編, 2003, 理科年表, 丸善株式會社
- 김문정, 1999, 중력계를 이용한 지구조석 관측, 부산대학교 대학원 이학 석사 학위 논문, .41p.
- 김호련, 권병두, 1988, 중력장의 조석보정을 위한 G-인자(δ)및 위상지연에 대한 연구, 한국지구과학회지, V.9, N.2, p.133-142
- 박영수, 임무택, 임형래, 2006, 중력 보정과 중력 이상에 대한 이해, 물리탐사학회지, V.9, N.2, p.171-175.
- 양철수, 최광선, 김정희, 한옥, 이민부, 2001, GPS/PNU95 지오이드를 이용한 우리나라 삼각점의 표고 정확도 분석, 지질학회지, V.37, p.193-202.
- 원지훈, 2004, 중력과 GPS 자료에 의한 한반도 남부 및 인근 해역의 정밀 지오이드 연구, 부산대학교 대학원 이학 박사 학위 논문, 159p.
- 유상훈, 2006, GRACE 지구중력장 자료를 이용한 한반도 및 주변 해양에서의 중력모델 및 모호면 추출에 관한 연구, 연세대학교 대학원 이학 박사 학위 논문, 102p.
- 윤홍식, 조재명, 2005, GPS/leveling데이터를 사용한 새로운 지구중력장모델의 정확도 분석, 한국측량학회지, V.23, n.4, p.353-358.
- 이기화, 정봉일, 최광선, 이승국, 1983, A Study of Gravity and Geomagnetism of Jeju Island, The Journal of the Geological Society of Korea, V.19, n.1, p.1-10.
- 이석배, 2000, 중력학적 방법 및 위성측지 방법에 의한 지오이드 모델링에 관한 연구, 한국측량학회지, V.18, p.359-367.
- 차득기, 2004, GPS측량일반, 성림출판사, 296p.
- 최광선, 1986, 한반도 남부의 중력에 대한 연구, 서울대학교 대학원 이학박사 학위 논문, 110p.
- 최광선, 1991, OSU89B에 의한 한반도 일원의 지오이드에 대한 연구, 한국측지학회지, V.9, p.67-72.

- 최광선, 김정오, 1996, 중력자료 해석에 의한 경남 진동 일원의 지하구조, 한국지구과학회지, V.17, p.241-253.
- 최광선, 김정희, 양철수, 1996, 지리산 일원의 중력측정, 한국지구과학회지, V.17, p.422-418.
- 최광선, 김정희, 양철수, 1997, 중력과 GPS자료의 해석에 의한 한반도 남부의 정밀 지오이드(PNU95 Geoid), 박희인 교수 정년퇴임 기념집, p. 218-225.
- 최광선, 김진후, 1993, 제주도 일원의 정밀 지오이드, 한국측지학회지, V. 14, p.219-224.
- 최광선, 박명희, 1996, 중력자료 분석에 의한 전라남도 순천시 침산 일원의 지하구조 해석, 부산대학교 사대논문집, V.37, p.167-186.
- 최광선, 박재희, 홍순헌, 2000, 제주도의 GPS/leveling 지오이드와 PNU95 지오이드, 지구물리학회지, V.3, p.13-24.
- 최광선, 박필호, 신영홍, 1998, GPS를 이용한 중력측정, 한국지구과학회지, V.19, p.120-126.
- 최광선, 양철수, 박선미, 1994, 중력자료 해석에 의한 한반도 일원의 지오이드, 한국측지학회지, V.12, p.131-139.
- 최광선, 이영철, 임무택, 2007, 지구 곡률을 고려한 중력의 정밀 지형보정, 한국지구과학회지, V.28, no.7, p.825-837.
- 최광선, 이정모, 1997, 강원도 한계령 지역의 정규고 보정에 대한 연구, 한국지구과학회지, V.18, p.522-528.
- 최윤수, 박병욱, 최광선, 김진섭, 2002, 해상중력자료를 이용한 서해 중부해역의 정밀 지오이드 산정, 한국측량학회지, V.4, p.383-388.
- 최재하, 윤홍식, 이석배, 서용운, 심정민, 1998, GPS/leveling을 이용한 지오이드 평가에 관한 연구, 건설교통부 국립지리원.
- 해양수산부, 2005, 정밀 지오이드 모델 구축에 관한 연구, 해양한국 발전 프로그램(KSGP) 연구 개발 사업, 연구보고서, 부산대학교 SG연구사업단, 101p.
- Andersen, O. B., 2002, Marine gravity and geoid from multi-satellite altimetry and applications, in Lecture notes for International Workshop on Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics, and Oceanography, IAG Section II, Wuhan, China, September 8-13, 2002, 48p.

- Andersen, O. B., Knudsen, P., Kenyon, S., and Trimmer, R., 2003, KMS2002 Global Marine Gravity Field, Bathymetry, and Mean Sea Surface, Poster, IUGG 2003, Sapporo, Japan, June 30 - July 11, 2003.
- Bomford, G., 1977, Geodesy, Oxford University Press, 731p.
- Charles Dunn, Jeongrae Kim, Yoaz Bar-Sever, Shailen Desai, Bruce Haines, Da Kuang, Garth Franklin, Ian Harris, Gerhard Kruizinga, Tom Meehan, Sumita Nandi, Don Nguyen, Tim Rogstad, J. Brooks Thomas, Jeff Tien, Larry Romans, Michael Watkins, Sien-Chong Wu, Srinivas Bettadpur, Willy Bertiger, 2003, Instrument of GRACE: GPS Augments Gravity Measurements, GPS World, 14, p.16-28.
- Choi, K. S., Kim, J. H., and Yang, C. S., 1997, PNU95 Geoid, Korean journal of Geophysical Research, V.25, p.1-13.
- Choi, K. S., and Lee, J. M., 1997, GPS/leveling Geoid of the Southern Korean Peninsula, Korean Journal of Geophysical Research, V.25, p.15-22.
- Dana, P., 1999, Global Positioning System Overview., http://www.colorado.edu/geography/gcraft/notes/gps/gps_f.html
- Dehlinger, P., 1978, Marine gravity, Elsevier Scientific Publishing Co., New York, 322p.
- Denker, H., and Roland, M., 2003, Compilation and Evaluation of a Consistent Marine Gravity Data Set Surrounding Europe, Poster, IUGG 2003, Sapporo, Japan, June 30 - July 11, 2003.
- DMA(The Defense Mapping Agency), 1991, Department of defense World Geodetic System 1984, DMA Technical Report.
- Ekman, M., 1989, Impacts of Geodynamic Phenomena on Systems for Height and Gravity, Bulletin Geodesique, V63, p.281-296.
- Featherstone, W.E., 2003, Tests of Two Forms of Stokes's Integral Using a Synthetic Gravity Field Based on Spherical Harmonics, in Geodesy: The Challenge of the Third Millennium, Grafarend, Krumm, and Schwarze(eds.), Springer-Verlag, Berlin, p.163-171.
- Flechtner, F., 2001, General Description, <http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/grace/>
- Fukuda, Y., 1990, Precise Determination of local gravity field using both the satellite altimeter data and the surface gravity data, Bulletin of the Ocean Research

- Institute, University of Tokyo, V.28, p.1-133.
- Garland, G. D., 1971, Introduction to Geophysics, W. B. Saunders Co., 420p.
- GFZ-potsdam, 2004, Mass Transport and Mass distribution in the Earth system, Proposal for German priority research program.
- Hwang, C. and Parsons, B., 1996, An optimal procedure for deriving marine gravity from multi-satellite altimetry, *Geophys. J. Int.*, V.125, p.705-719.
- Hwang, C., Kao, E. C., and Parsons, B., 1998, Global derivation of marine gravity anomalies from Seasat, Geosat, ERS-1, and TOPEX/POSEIDON altimeter data, *Geophys. J. Int.*, V.134, p.449-459.
- Heiskanen, W. A., and Moritz, H., 1987, Physical Geodesy, Institute of Physical Geodesy, Technical University, Graz, Austria., 364p.
- Heiskanen, W. A., and Vening Meinesz, F. A., 1958, The Earth and its Gravity Field, McGraw-Hill, New-York, 470p.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., and Collins, J., 2001, Global Positioning System: Theory and Practice, Springer-Verlag, New York, 382p.
- Hofmann-Wellenhof, B., Moritz, H., 2005, Physical Geodesy., New ed., institut für Navigation und Satellitengeodäsie Technische Universität Graz, Graz, Austria. 403p.
- Jekeli, C., and Garcia, R., 2002, Local geoid determination with in situ geopotential data obtained from satellite-to-satellite tracking, in Gravity, Geoid, and Geodynamics 2000, Sideirs (ed), IAG Symposia, Canada, V.123, Springer-Verlag, p.123-128.
- LaFehr, T. R., 1991, An exact solution for the gravity curvature(Bullard B) correction, *Geophysics*, 56, 1179-1184
- Lambeck, K., 1990, Aristoteles-An ESA mission to study the Earth's gravity field, *ESA journal*, V.14, p.1-21.
- Lemoine, F. G., Kenyon, S. C., Factor, J. K., Trimmer, R. G., Pavlis, N. K., Chinn, D. S. Cox, C. M., Klosko, S. M., Luthcke, S. B., Torrence, M. H., Wang, Y. M., Williamson, R. G., Pavlis, E. C., Rapp, R. H., and Olson, T. R., 1998, The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency(NIMA) Geopotential Model EGM96, NASA/TP-1998-206861, 575p.

- Lemoine, J.-M. et al., 2007, Temporal gravity field models inferred from GRACE data, *J. Adv. Space Res.*, doi:10.1016/j.asr.2007.03.062.
- Li, X., and Götze, H.-J., 2001, Tutorial - Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics, *Geophysics*, V.66, p.1660-1668.
- Longman, I. M., 1959, Formulas for computing the tidal accelerations due to Moon and Sun, *J. Geophys. Res.* V.64, p.2351-2355.
- Marks, K. M., 1996, Resolution of the Scripps/NOAA marine gravity field from satellite altimetry, *Geophysical Research Letters*, V. 26, p.2069-2072.
- Mary E. Reece, 2000, Global Positioning System, <http://infohost.nmt.edu/~mreece/gps>
- Moritz, H., 1980, *Advanced Physical Geodesy*, Herbert Wichmann Verlag., 500p.
- Nettleton, L. L., 1976, *Gravity and magnetics in oil prospecting*, McGraw-Hill Book Co. Inc., 464 p.
- NIMA, 2000, Department of Defence World Geodetic System 1984: It's definition and Relationships with Local Geodetic Systems, Third edition, National Imagery and Mapping Agency.
- NRC, 1997, *Satellite Gravity and the Geosphere*, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., 12p.
- Rapp, R. H., 1986, Global Geopotential solutions, In Sunkel, H., (ed), *Mathematical and Numerical Techniques in Physical Geodesy*, Lecture Notes in Earth Science, vol7, Springer-Verlag, p. 366-415
- Rapp, R. H., and Kadir, M., 1988, A preliminary geoid for the state of Tennessee, *Surveying and Mapping*, V.48, p.251-260.
- Rapp, R. H., Nerem, R. S., Shum, C. K., Klosko, S. M., and Williamson, R. G., 1991, Consideration of Permanent Tidal Deformation in the Orbit Determination and Data Analysis for the Topex/Poseidon Mission, NASA/TM-100775, 13p.
- Rapp, R. H., 1997a, Use of Potential coefficient models for geoid undulation determination using a spherical harmonic representation of the height anomaly/geoid undulations difference, *J. of Geodesy*, V.71, p.282-299.
- Rapp, R. H., 1997b, Global models for the 1 cm geoid-present status and near term

- prospects, in Geodetic Boundary Value Problems in View of the One Centimeter Geoid, Sansó and Rummel (eds.), Lecture Notes in Earth Science, Springer-Verlag, Berlin, p.272-311.
- Reigber C, Schwintzer P, Lühr H, 1999, The CHAMP geopotential mission, Boll. Geof. Teor. Appe., V.40, p.285-289.
- Rikitake, T. et al., 1965, Gravimetric and Geomagnetic Studies of Onikobe Area, Earthquake Research Institute, V.43, p.241-267.
- Rummel, R., 2005, Geoid and gravity in Earth Sciences - An overview., Earth, Moon, and Planets., V.94, p.3-11., doi:10.1007/s11038-005-3755-8.
- Sandwell, D. T., and Smith, W. H. F., 1997, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, J. Geophys. Res., V.102, p.10039-10054.
- Sandwell, D. T., and Smith, W. H. F., 1997, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, J. Geophys. Res., V.102, p.10039-10054.
- Seeber, G., 2003, Satellite Geodesy: Foundations, Methods, and applications, Second edition, Walter De Gruyter & Co., Berlin, 589 p.
- Sideris, M. G., 1997a, Geoid determination by FFT techniques, in Lecture Notes of the International School for the Determination and Use of the Geoid, Rio de Janeiro (ed.), International Geoid Service, p.213-277.
- Sideris, M. G., 1997b, International tests of the new GSFC/DMA geopotential models, in Gravity, Geoid, and Marine Geodesy, Segawa, Fujimoto, and Okubo (eds.), IAG Symposia, Japan, V.117, Springer-Verlag, p.478-485.
- Stokes, G. G., 1849, On the variation of gravity on the surface of the Earth., Trans. Cambridge Phil., Soc., V.8, p.672-695.
- Tamura, Y., 1982, A computer program for calculating the tide generation force, The publications of the international latitude observatory of mizusawa, V.16, N.1, p.1-19.
- Tamura, Y., 1987, A harmonic development of the tide-generating potential, Marees Terrestres Bulletin d'Informations, V.99, p.6813-6855.
- Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M., and Ishiguro, M., 1991, A procedure for tidal analysis with a bayesian information criterion, Geophys. J. Int., V104, p.507-516.

- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., et al., 2004, The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. *Geophys. Res. Lett.* 31, L09607, doi:10.1029/2004GL01992, 2004.
- Torge, Wolfgang, 2001, *Geodesy*, 3rd ed. Berlin ; New York : de Gruyter., 416p.
- Tscherning, 1997, Geoid determination by least square collocation using GRAVSOF, in *Lecture Note of the International School for the Determination and Use of the Geoid*, Rio de Janeiro (ed.), International Geoid Service, p.183-212.
- Tsuboi, C. 1983, *Gravity*, George Allen & Unwin, 254p.
- Wang, Y. M., 2000, The Satellite Altimeter Data Derived Mean Sea Surface GSFC98, *Geophysical Research Letters*, V.27, p.701-704.
- Yale, M. M., Sandwell, D. T., and Smith, W. H. F., 1995, Comparison of along-track resolution of stacked Geosat, ERS 1, and TOPEX satellite altimeters, *J. Geophys. Res.*, V. 100, p.15117-15127.
- Yale, M. M., and D. T., Sandwell, 1999, Stacked Global Satellite Gravity Profiles, *Geophysics*, V.64, p.1748-1755.
- Yun, H. S, 1995, Determination of a Gravimetric Geoid Solution for South Korea, in *Gravity and Geoid*, Hans and Iginio (eds.), IAG Symposia, Austria, V.113, Springer-Verlag, p.550-555.
- Yun, H. S., 1999, Precision geoid determination by spherical FFT in and around the Korean peninsula, *Earth Planets Space*, V.51, p.13-18.
- Vanicek, P., and Krakiwsky, E. J., 1986, *Geodesy: The concept* (2 ed.), North-Holland Pub. Co., 697p.
- Visual Numerics Inc., 1997, *IMSL Stat/Library Volume 2*, Visual Numerics Inc., Texas, p.705-716.
- Wessel, P., and Watts, A. B., 1988, On the accuracy of marine gravity measurements, *J. Geophys. Res.*, V.93, p.393-413.
- Wolf, P. R., and Ghilani, C. D., 1997, *Adjustment Computations: Statistics and Least Squares in Surveying and GIS*, John Wiley & Sons, Inc., Canada, 564p.

Precise Geoid and Gravity Anomaly in and around Jeju island

LEE Young-Cheol

Department of Earth Science, Graduate School
Pusan National University

Abstract

The leveling network is isolated from the leveling network in Korea peninsula. Therefore independent precise geoid determination is needed in Jeju island separately Korea peninsula. In this study, gravimetric precise geoid model was determined in Jeju island. The remove and restore method was applied to determine the precise geoid. The remove and restore method is that we "remove" from the observations gravity anomalies by using the regional effect computed from the Earth gravity model(EM or EGM), and after collocation "restore" the effect of the EM

on the residual geoid computed from the residual gravity anomalies. Stokes integral technique was applied to calculate the residual geoid.

The various gravity data was surveyed and cited to determined precise gravimetric geoid in and around Jeju island. The gravity measurements were carried out in Jeju island and the gravity survey was designed so that at least one measurement might exist in a square 1.5 km by 1.5 km. The GPS survey was also performed with gravity measurements to obtain high precision position information. Ship-borne gravity data observed from NORI(National Oceanographic Research Institute) was acquired and recom- puted so the high quality data could be obtained. Its RMS at cross-over point is 0.126 mgal. Sandwell and Smith(ver. 16.1) satellite altimetry data was used for the area not surveyed ship-borne gravity. Above all data were combined and gravity free-air anomalies were compiled in and around Jeju isnald. The free-air anomalies in studied area change from -2.409 mgal to 202.012 mgal, the free-air anomalies grow high as the height grow high.

Geodial height at bench marks or well-known positions are used to determine the precise geoid for this, GPS survey was carried out at bench mark in Jeju island. But the leveling networks in Jeju are distributed in low-lying areas. The sprit leveling and trigonometric leveling was carried out to complement low-lying areas' leveling network along 99 state load through 1100 m height. Through this survey 92 points of GPS/leveling geoid height could be obtained.

Orthometric corrections were applied with these data. The calculated orthometric correction quantity at the top of Halla Mt. is 30.12 cm and the height of Halla Mt. is 1946.63 m after orthometric correction.

When the EGM96 geopotential model calculated to optimum degree and order 120 and integral cap radius 7 km was calculated to GPS/leveling geoid in optimum, the RMS was calculated as 0.252 m.

Furthermore,

In the height of change on residual geoid was from -0.149 m in minimum to 0.871 m in maximum and the change of width was calculated as from 21.882 m west to 27.124 m east by WGS 84.

Using the data of EIGEN-GL04C surveyed and calculated by GRACE satellite the precise geoid was calculated to optimum degree and order 140 and integral cap radius 6 km and to confirm its accuracy, it was compared with GPS/leveling geoid. When the data were confirmed the difference of RMS was calculated as 0.242 m. The height of change on residual geoid was 0.123 m to 0.756 m in maximum and accurate geoid was 22.027 m to 28.090 m.

The RMS compared with GPS/leveling geoid to 77 positions in Jeju was as followed; PNU95(0.329 m), NORI05(0.688 m), EGM96(0.252 m) and EIGN-GL04C(0.242 m).

GPS/leveling was compared with accurate geoid of EGM96 geopotential model and EIGEN-GL04C geopotential model calculated in max. 360 degree and oder.

The difference values were calculated as 0.571 m and 0.271 compared with GPS/leveling geoid to each of the EGM96 and EIGEN-GL04C in maximum degree and oder. Even though, there was about 0.3 m in the difference of RMS between the values of geoid calculated by optimum and maximum degree and order, there was not any significant difference value in the case of EIGEN-GL04C.

As a result, the EIGEN-GL geopotential model showed the change of gravity in the study area well but in the case of calculating the accurate geoid without determining of optimum degree and order, it is more effective that using a newly developed model.

In conclusion, through this study, the improved geoid in accuracy could be calculated in and around Jeju area. However, for developing a

geoid model in a few cm, not only geopotential model but also accurate national criterion network should be complemented in advance. Furthermore, position information acquired by gravity survey and GPS should be measured and calculated in highly accuracy as well.

For developing a more accurate geoid, constant gravity survey, addition of GPS/leveling data and study of geophysics should be studied continuously.

Keywords: Gravimetric geoid, Gravity, EGM96, GRACE, GPS/leveling