

우리나라 정밀지오이드 구축을 위한 지형자료 및 중력자료 영향 분석

An Analysis of DEM and Gravity Effect for Precision Geoid Determination in Korea

이보미¹⁾ · 이지선²⁾ · 권재현³⁾ · 이용욱⁴⁾

Lee, Bo Mi · Lee, Ji Sun · Kwon, Jay Hyoun · Lee, Yong Wook

Abstract

The basic elements in precise geoid determination are the gravity and topographic data with reliable quality and distribution. In this study, the effect of the gravity and topographic data on the precision of the geoid are analyzed through simulations in which the quality and distribution of the data are artificially controlled. It was found that the distribution of the topographic data has more effect on the precision of geoid than the quality of the it. This leads to the conclusion that the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) DTM (Digital Terrain Model) with resolution of 90m is qualified as a topographic data in geoid determination. In the experiments with gravity data, on the other hand, the aliasing effect caused by the low data density caused large errors in geoid. It was found that the more gravity data especially in north-eastern mountainous area is needed for precise geoid determination in Korea.

Keywords : Topographic data, Gravity data, Precision Geoid Determination

초 록

정밀한 지오이드 구축의 기본적인 요건은 필요한 정확도와 분포를 가진 지형 및 중력자료의 확보이다. 본 연구에서는 우리나라 지오이드 구축에 가용한 지형모델과 중력자료를 이용하여 지형 및 중력자료의 분포와 정확도가 지오이드의 정확도에 얼마나 영향을 미치는지 시뮬레이션 실험을 통하여 분석하였다. 분석 결과 지형자료의 경우 정확도 보다 자료의 간격이 지오이드의 정밀도에 더 큰 영향을 미치는 것을 알 수 있었고 따라서 위성레이더를 통하여 구축된 SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) DTM (Digital Terrain Model)을 지오이드 구축에 사용하는데 무리가 없다고 판단하였다. 반면 중력자료의 경우 자료의 분포 밀도가 낮은 지역에서 지형으로 인한 알리아싱 (Aliasing) 효과에 의해 큰 오차가 발생한 것으로 분석되어 중력자료의 밀도가 낮은 북동부 산악 지역에 우선적으로 지상중력측정을 실시하여 자료를 보완하는 것이 필수적이라 판단되었다.

핵심어 : 지형자료, 중력자료, 정밀지오이드

1. 서 론

지오이드는 한 나라의 수직 기준으로써 보다 정확한 높이 값을 제공하고 지구 동역학적인 분석, GPS를 이용한 간접수준측량의 활성화, 조석 분석 등에 필수적인 공학적·

과학적으로 가장 기본이 되는 공간정보 인프라이다. 특히, 최근 위성에 의해 정밀한 측지위치를 결정할 수 있는 기술이 발전함에 따라 정밀한 타원체고를 산출할 수 있고, 이를 효율적으로 지형도에서 등고선으로 나타내거나 건설공사 등에 활용되고 있는 표고로 환산할 필요가 있

1) 정회원 · 서울시립대학교 공간정보공학과 석사과정(E-mail:bmlee@uos.ac.kr)
2) 정회원 · 서울시립대학교 공간정보공학과 석사과정(E-mail:leejs@uos.ac.kr)
3) 연결저자 · 정회원 · 서울시립대학교 공간정보공학과 부교수(E-mail:jkwon@uos.ac.kr)
4) 정회원 · 대한측량협회 책임연구원(E-mail:ywlee@kasm.or.kr)

며, 이를 위한 정밀한 지오이드 모델이 구축되어야 한다는 점이 널리 부각되고 있다.

정밀한 지오이드 모델의 구축에 있어 필수적인 요소는 높은 정밀도와 분포밀도를 갖는 중력관측자료와 지형자료이다. 중력관측자료의 정밀도와 분포밀도는 최종 지오이드 결정 시 직접적인 영향을 미치며 지형자료는 지오이드 계산 과정 중 지형에 의하여 발생하는 중력신호의 고주파 성분을 제거하고 복원하는 Remove-restore 과정에 적용되기 때문이다.

따라서 본 연구에서는 중력관측자료 및 지형자료의 정밀도와 분포밀도에 인위적인 변화를 주어 각각의 경우가 지오이드 계산 시 어떤 영향을 미치는지 시뮬레이션을 통해 비교·분석하여 우리나라의 고정밀 지오이드 구축에 필요한 중력관측자료와 지형자료의 요건을 도출하였다.

지형자료는 우리나라에서 가용한 지형모델과 전지구적으로 구축된 지형모델을 확보하여 별도의 분석과정을 거쳐 그 정확도를 비교하여 실험에 사용하였으며, 중력관측자료는 이지선 등(2008)에 의하여 전처리가 수행된 프리에어이상값을 기초자료로 사용하였다. 각각의 조건에 따른 지오이드 계산에는 Rene Forsberg 등에 의해 개발된 GRAVSOFIT 프로그램을 이용하였다(Forsberg, 2003).

2. 기본이론

지오이드(geoid)란 평균해수면에 가장 가까운 가상의 등포텐셜면(equipotential surface)을 의미하며 지구의 형상을 대표한다. 지오이드에 관한 이론은 여러 문헌에 잘 기술되어 있으므로(Heiskanen and Moritz, 1987; Torge, 2001; Hofmann-wellenhof and Moritz, 2005) 본 논문에서는 중력자료와 지형의 효과가 어떻게 지오이드 결정에 적용되는지에 대해 간단히 정리하였다.

2.1. 지오이드고와 중력이상

지오이드고(geoidal height or geoidal undulation)는 섭동포텐셜(disturbing potential or anomalous potential)과 정규중력(normal gravity)의 결합으로 표현되는 Bruns 식에 의하여 다음과 같이 구할 수 있다(Heiskanen and Moritz, 1987).

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (1)$$

N : 지오이드고

T : 섭동포텐셜

γ : 정규중력

여기서, 섭동포텐셜 T 를 결정하기 위해서는 포텐셜 이론의 경계치 문제를 풀어야 하며 이는 Stokes(1849)에 의해 아래와 같이 중력 이상을 전지구 표면(σ)에 대하여 적분하는 식으로 유도되었다.

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

R : 지구반경

Δg : 중력이상값

$$S(\psi) = \frac{1}{\sin(\psi/2)} - 6\sin\frac{\psi}{2} + 1 - 5\cos\psi - 3\cos\psi \ln\left(\sin\frac{\psi}{2} + \sin^2\frac{\psi}{2}\right) \quad : \text{스토크스 함수}$$

여기서,

ψ : 섭동포텐셜 계산지점과 표면요소 사이의 구면거리

위 식에서 결정된 T 를 Bruns 식에 적용하면 다음의 식이 유도되는데 이를 Stokes 공식 또는 Stokes 적분이라 부른다(Heiskanen and Moritz, 1987).

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma_0} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma \quad (3)$$

2.2. Remove-restore 기법

이론적으로 지오이드고를 구하기 위해서는 식 (3)에서 보는 바와 같이 지구표면 전체에서 측정된 중력자료를 적분하여야 한다. 그러나 이는 현실적으로 불가능한 조건이며, 일반적으로는 지역적 중력관측치를 사용하여 지역적인 지오이드고를 산출하게 된다. 이때 지역적 중력이상값을 사용하여 지구 전체에 의한 영향인 장파장 효과와 지역적인 지형의 기복에 의한 단파장의 효과를 적절히 반영하기 위해서는 이러한 효과를 식 (3)에 적용하기 전에 미리 제거 (Remove)한 잔여중력이상값을 이용하여 잔여지오이드고를 산출하고 제거된 중력값들을 지오이드고의 값으로 따로 산출하여 이를 잔여지오이드고에 복원(Restore)하여야 하는데, 이를 Remove-restore 기법이라 한다. 지

표 1. 각 기관별 지형자료의 현황 및 특성

DEM Source	격자 간격	파일 포맷	좌표 체계	보유 기관	자료 범위
환경부 DEM	30m×30m	ASCII	Bessel TM좌표, 표고	환경부	대한민국 전국
지리원 DEM	10m×10m	ASCII	Bessel/GRS80 TM좌표,표고	지리원	전국 170여개 지역
SRTM-3	3"×3"	Arc-Info ASCII, GeoTiff, Binary Data Mask File	WGS84 측지좌표,표고	NASA, NGS, USGS	북위60도~남위56도

구 전체에 의한 장파장의 영향은 지구중력장 모델을 사용하여 계산하게 되는데, 지역적 중력값은 지구전체에 걸친 장파장 효과를 적절히 표현하지 못하므로 이를 제거 후 다시 복원하는 것이다. 또한 지형효과를 제거·복원하는 이유는 일반적으로 중력관측점들이 지형들에 의한 세세한 고주파 성분을 모두 포함하고 있지 않으므로 이를 적절히 반영하기 위하여 수행하는 절차이다.

섭동포텐셜 T 는 아래 수식과 같이 장파장·단파장·중파장 효과로 표현할 수 있으며, 위에 언급한 바와 같이 장파장 효과는 전 지구 중력장 모델(본 연구에서는 EGM96 모델), 단파장 효과는 수치표고모델(DEM)로부터 계산할 수 있다. 중파장 효과는 장파장 효과와 단파장 효과를 빼고 남은 잔여값을 의미하며 이로부터 잔여중력이상(Δg_{res})을 아래와 같이 표현할 수 있다(Forsberg, 2003).

$$T = T_{EGM} + T_{DEM} + T_{res} \quad (4)$$

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_{EGM} - \Delta g_{DEM} \quad (5)$$

위 수식에서 섭동포텐셜과 중력이상의 아래첨자 EGM, DEM, res 는 각각 전지구중력장 모델 EGM, 지형모델, 그리고 잔여효과를 나타낸다. 식 (5)에서 산출된 잔여중력이상값은 식 (3)에 의하여 잔여지오이드고로 계산되며, 장파장 효과는 지구중력장 모델에 의하여 계산되게 된다. Δg_{DEM} 를 구하는 방법에는 여러 이론이 있는데, 주로 사용되는 방법으로는 Topography reduction, Isostatic reduction, RTM (Residual Terrain Model) 방법이 있다 (Forsberg, 1984). 지형에 의한 중력효과 역시 지오이드에 의한 효과로 계산되고, 최종적인 지오이드고는 각각의 효과를 모두 더하여 산출되게 된다. 본 연구에서는 지형에 의한 효과 계산에 RTM 방법을 사용하였으므로 지오이드는 아래의 식에 의하여 결정되었다.

$$N = N_{res} + N_{EGM} + N_{RTM} \quad (6)$$

3. 지형자료의 정확도 검증

앞서 언급한 바와 같이 지오이드의 정밀도는 지형의 영향을 직접적으로 받게 되므로, 우리나라에 가용한 지형모델인 국토지리정보원의 해상도 10m의 DEM, 환경부의 해상도 30m의 DEM, NASA 등에서 구축한 해상도 3"(약 90m)의 SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) DTM 을 취합하여 그 정확도를 분석하였다. 국토지리정보원 자료의 경우 본 연구에서 선정한 대상지역에 대해서만 자료협조를 받아 이용하였다. 각각의 지형자료의 특성은 표 1과 같다.

환경부 DEM과 지리원 DEM은 각각 1:25,000 수치지형도와 1:5,000 수치지도에서 독취하여 획득한 자료이다. 각 자료의 수평정확도와 수직정확도는 정확히 알려진 바가 없으나, 독취자료의 축척으로 미루어 볼 때 국토지리정보원의 자료가 상대적으로 나은 정확도를 가진다고 유추할 수 있다. SRTM DTM은 InSAR 방법으로 전 세계에 대한 수치표고모델을 해상도 1"로 획득한 자료로 미국 본토를 제외한 지역은 해상도 3"의 데이터가 웹을 통하여 제공되고 있다. SRTM DTM의 절대 정확도는 평면 정확도 20m 이내, 수직정확도 16m 이내로 알려져 있다 (Farr et al, 2007).

지형자료의 정확도를 비교하기 위해서는 서로 다른 좌표체계를 하나로 통일시켜야 한다. 이를 위하여 국토지리정보원의 『1/1,000 수치지형도 좌표계 변환 표준 작업지침(Ver 1.0)』의 변환 수식에 따라 모든 자료의 좌표체계를 세계측지계 GRS80 TM 좌표로 통일하였다. 또한 서로 다른 해상도의 자료를 비교하여야 하므로, Surfer 프로그램의 크리깅(Kriging) 방법으로 격자화 한 대상지역의 지리원 DEM을 MATLAB 의 내삽 관련 내삽함수 Linear · Nearest · Cubic · Spline을 이용하여 내삽하고 지리원

DEM을 기반으로 환경부 DEM과 SRTM DTM 좌표값에 해당하는 표고값을 산출하였다. 산출된 지리원 자료의 표고값을 참 값으로 가정하여, 원래의 환경부 DEM 및 SRTM DTM과 표고값의 상대적 차이를 비교하였다.

3.1. 지형의 형태에 따른 정확도 분석

아래와 같이 산악지역 및 평지지역으로 대상지역을 선정하여 지형의 형태에 따른 지형자료의 정확도를 비교·분석하였다(표 2).

표 3은 산악지역에서 지리원 DEM과 환경부 DEM의 표고값 차이와 지리원 DEM과 SRTM DTM의 표고값 차이를 비교한 결과이다.

각 경우 마다 최대 평균값과 최대 표준편차값을 비교해보면 환경부 자료의 평균은 Nearest 보간방법에서 6.280m, 표준편차가 85.242m인 반면 SRTM 자료는 Nearest 보간방법에서 평균 5.728m, 표준편차가 43.093m로 산악지역에서는 SRTM DTM이 환경부의 자료보다 일관성 있음을 알 수 있었다.

표 4는 평지지역에서 지리원 DEM과 환경부 DEM의 표고값 차이와 지리원 DEM과 SRTM DTM의 표고값 차

이를 비교한 결과이다.

환경부 DEM은 Linear 보간방법에서 평균 -3.239m, Spline 보간방법에서 표준편차 9.304m이고 SRTM DTM은 Nearest 보간방법에서 평균 0.865m, 표준편차 20.552m로 환경부 DEM이 지리원 DEM 과 보다 잘 일치됨을 알 수 있었다.

3.2. 지형의 기복도에 따른 정확도 분석

지형의 기복에 따른 지형자료의 정확도를 알아보기 위해 비슷한 평균 해발고도를 가지나 고도값의 표준편차의 차이가 큰 두 산악지역을 선정하였다. 선정된 지역에 해당하는 지리원 DEM의 자료 특성은 표 5와 같다.

표 6은 제주도의 완경사 지역에서 지리원 DEM과 환경부 DEM의 표고값 차이와 지리원 DEM과 SRTM DTM의 표고값 차이를 비교한 결과이다.

환경부 DEM의 경우 Spline 보간방법에서 평균 0.257m, 표준편차 2.246m이고 SRTM DTM은 Nearest 보간방법에서 평균 1.037m, 표준편차 8.345m로 평균과 표준편차 모두 환경부 DEM이 더 작음을 알 수 있다. 따라서 경사가 완만한 산악지역에서는 SRTM DTM보다 환경부

표 2. 산악지역과 평지지역으로 구분한 분석 대상지역

지형형태	산악		평지	
지역명	지리산		나주	
범위	4km×4km		4km×4km	
고도 통계값 (단위:m)	Mean	703	Mean	48
	STD	226	STD	29
	Max	1226	Max	182
	Min	216	Min	16

표 5. 지형의 기복도에 따른 대상지역

기복도	완경사		급경사	
지역명	제주도		속리산	
범위	2km×2km		4km×4km	
고도 통계값 (단위:m)	Mean	432	Mean	472
	STD	44	STD	102
	Max	528	Max	795
	Min	338	Min	278

표 3. 산악지역에서 지형자료의 정확도 비교 (단위 : m)

	지리원 vs 환경부				지리원 vs SRTM			
	Linear	Nearest	Cubic	Spline	Linear	Nearest	Cubic	Spline
Mean	5.942	6.280	5.942	5.941	5.718	5.728	5.715	5.714
STD	84.429	85.242	84.460	84.460	43.043	43.093	43.081	43.081

표 4. 평지지역에서 지형자료의 정확도 비교 (단위 : m)

	지리원 vs 환경부				지리원 vs SRTM			
	Linear	Nearest	Cubic	Spline	Linear	Nearest	Cubic	Spline
Mean	-3.239	-3.231	-3.239	-3.239	0.857	0.865	0.856	0.855
STD	9.278	8.973	9.302	9.304	20.521	20.552	20.540	20.539

표 6. 완경사 지역에서 지형자료의 정확도 비교 (단위 : m)

	지리원 vs 환경부				지리원 vs SRTM			
	Linear	Nearest	Cubic	Spline	Linear	Nearest	Cubic	Spline
Mean	0.255	-0.144	0.256	0.257	1.006	1.037	0.999	0.997
STD	2.186	2.074	2.233	2.246	8.319	8.345	8.330	8.330

표 7. 급경사 지역에서 지형자료의 정확도 비교 (단위 : m)

	지리원 vs 환경부				지리원 vs SRTM			
	Linear	Nearest	Cubic	Spline	Linear	Nearest	Cubic	Spline
Mean	12.833	12.757	12.833	12.833	9.542	9.538	9.544	9.545
STD	61.295	61.005	61.326	61.328	30.599	30.665	30.655	30.657

DEM이 지리원 DEM 과 보다 잘 일치됨을 알 수 있었다.

표 7은 속리산의 급경사 지역에서 지리원 DEM과 환경부 DEM의 표고값 차이와 지리원 DEM과 SRTM DTM의 표고값 차이를 비교한 결과이다.

각 경우 마다 최대평균값과 최대표준편차 값을 비교해 보면 환경부 DEM은 Linear 보간방법에서 평균 12.833m, Spline 보간방법에서 표준편차 61.328m이고 SRTM DTM은 Spline 보간방법에서 평균 9.545m, Nearest 보간방법에서 표준편차 30.665m로 평균과 표준편차 모두 SRTM DTM이 더 작음을 알 수 있다.

이상의 실험에서 알아본 바와 같이, SRTM 과 환경부 자료에 대한 전반적인 분석으로 환경부의 자료가 평지 및 완만한 지역에서, 그리고 SRTM 의 자료가 산지 및 급경사 지역에서 더 정확하다고 할 수 있다. 따라서 지오이드 결정에는 SRTM 자료가 더 적합한 것으로 판단되는데 그 이유로는 첫째, 지오이드 계산의 지형효과는 고주파 성분으로 지형의 기복이 심한 산지에서의 정확도가 최종결과에 더 큰 영향을 나타내며, 둘째, SRTM 의 경우 수평정확도가 약 20m로 비교하는 지점의 값을 내삽으로 추출한 부분에서 높이 오차가 유발될 수 있어 실제 높이값의 정확도는 기존 연구에서 보이는 바와 같이 더 좋을 수 있다. 이때 수평위치오차 20m 정도는 해상도 수 km 의 지오이드 계산에 있어 무시할 수 있는 부분이다. 따라서 본 연구에서는 SRTM 지형자료를 이용하여 지오이드에 대한 지형효과를 분석하였다.

4. 시뮬레이션

앞서 언급했듯이 중력관측자료의 정밀도와 해상도는

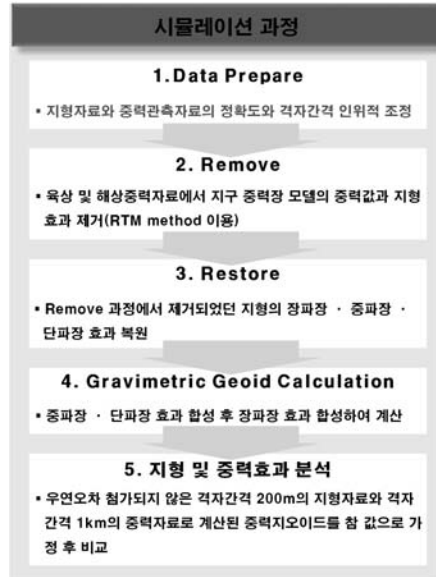


그림 1. 시뮬레이션 실험 과정

최종적인 지오이드의 정확도에 결정적인 영향을 미친다. 따라서 아래와 같이 자료의 정밀도와 해상도를 인위적으로 조정하여 각각의 경우에 대하여 지오이드고에 미치는 영향을 분석하였다(그림 1). 실험에 사용된 육상중력자료로는 이지션 등(2008)에 의하여 처리된 한국지질자원연구원, 부산대학교 및 국토지리정보원의 7800점의 중력값을 이용하였고 해상중력자료로는 덴마크 KMS에 의한 KMS02 Solution을 통해 해석된 해상의 위성고도자료를 이용하였다(그림 2). 지형자료로는 앞서 선정한 해상도 90m의 SRTM DTM을 해상도 200m로 재격자화 하여 이용하였다.

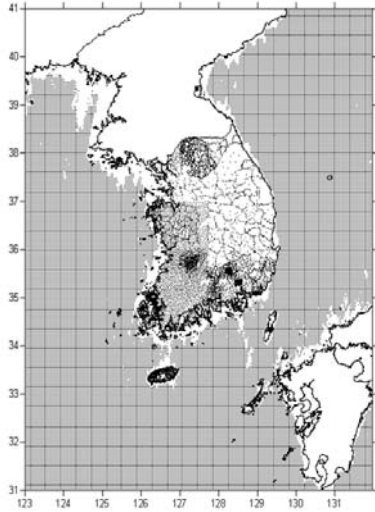


그림 2. 육상 및 해상중력자료의 분포도

표 8. 정확도 조정 후 중력지오이드고 오차 (단위 : m)

우연오차	1m	10m	20m
Mean	0.000	0.000	0.000
STD	0.001	0.005	0.008
Max	0.007	0.060	0.081
Min	-0.004	-0.036	-0.052

4.1. 지형자료효과 분석

해상도 200m의 SRTM DTM 자료의 정확도와 해상도를 인위적으로 조정하여 각 경우별로 지오이드에 미치는 영향을 분석하였다. 표준편차 1m, 10m, 20m의 정상분포를 갖는 우연오차(random error)를 첨가하여 정확도에 변화를 주었고 해상도를 400m, 1km로 재격자화 하여 기존의 지형자료를 5가지 경우의 시뮬레이션 자료로 편집하였다. 우연오차가 첨가되지 않은 해상도 200m의 SRTM DTM으로 계산된 지오이드를 참 값으로 가정하고, 5가지 경우의 지형자료로 계산된 지오이드와의 차이를 비교하여 지형자료가 지오이드 모델에 미치는 영향을 분석하였다. 표 8과 그림 3에서 5는 지형자료의 정확도에 변화를 주고 계산한 결과이다.

지형자료의 정확도에 변화를 준 경우 인천지역과 강원도 태백산 지역에서 지오이드의 오차가 커지는 것을 확인할 수 있다. 두 경우 모두 중력관측자료의 부족 지역에서 지형의 오차가 지오이드 계산에 전파되어 발생하는 오차인 것으로 판단된다.

표 9와 그림 6, 7은 지형자료의 해상도에 변화를 주고

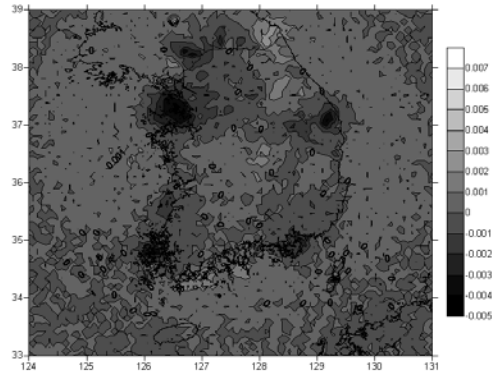


그림 3. 1m 우연오차 첨가 시 지오이드고 오차 (단위 : m)

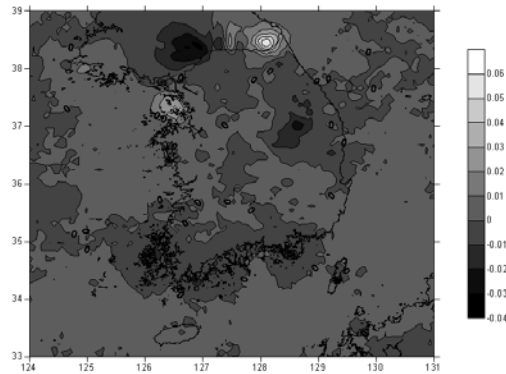


그림 4. 10m 우연오차 첨가 시 지오이드고 오차 (단위 : m)

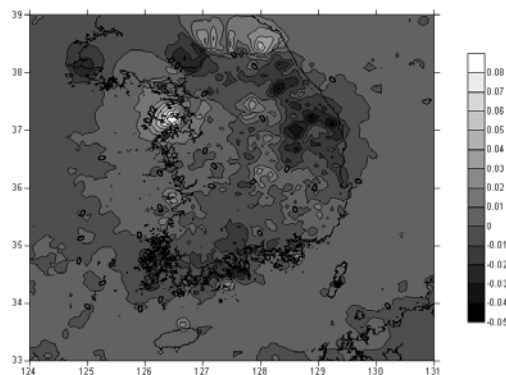


그림 5. 20m 우연오차 첨가 시 지오이드고 오차 (단위 : m)

계산한 결과이다.

지형자료의 해상도에 변화를 준 경우 지오이드의 오차가 커지는 강원도 산간 지역은 중력관측자료가 부족하고 저밀도의 지형자료로 인한 알리아싱효과가 더해져서 발생하는 오차라 판단된다. 알리아싱에 의한 효과는 지리산

표 9. 해상도 조정 후 중력지오이드고 오차 (단위 : m)

해상도	400m	1km
Mean	-0.004	-0.013
STD	0.018	0.056
Max	0.104	0.290
Min	-0.172	-0.392

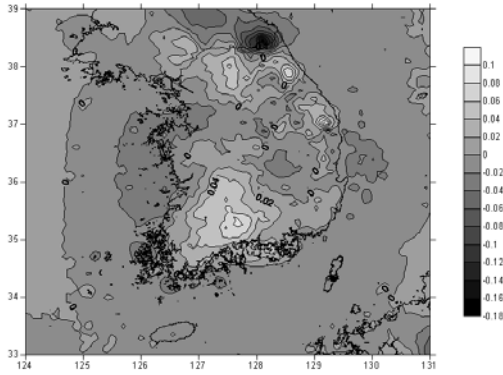


그림 6. 해상도 400m인 경우 지오이드고 오차 (단위 : m)

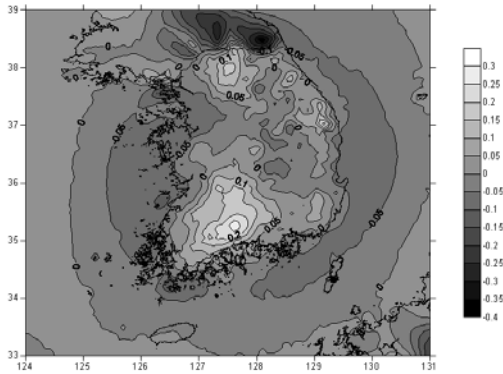


그림 7. 해상도 1km인 경우 지오이드고 오차 (단위 : m)

일대(평균해발고도 : 1,915m)와 휴전선 부근의 화악산 일대(평균해발고도 : 1,468m)에서 중력관측자료의 분포 밀도가 조밀함에도 불구하고 지오이드에의 큰 오차가 발생하는 것으로 확인할 수 있다.

위 분석 결과에 따르면 지형자료의 정확도가 20m까지 발생하더라도 지오이드에의 최대 오차가 약 8cm, 표준편차 약 8mm에 불과하고 해상도를 200m에서 1km로 재격자화 한 경우에는 최대 오차 약 30cm, 표준편차 약 5cm인 것으로 나타났다. 이와 같은 결과로 미루어 볼 때 정밀한 지오이드를 구축 시 필요한 지형자료의 요건은 정밀

표 10. 정확도 조정 후 중력지오이드고 오차 (단위 : m)

우연오차	0.5mGal	1mGal	3mGal
Mean	0.000	0.001	-0.001
STD	0.004	0.008	0.022
Max	0.032	0.059	0.195
Min	-0.035	-0.024	-0.217

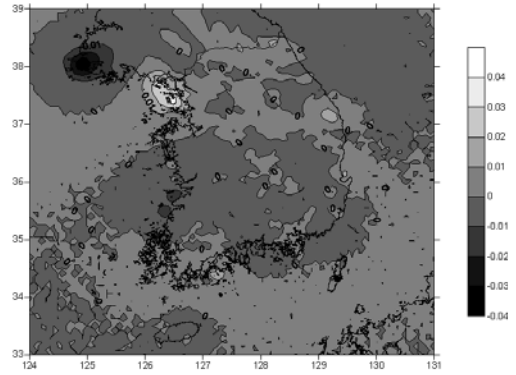


그림 8. 0.5mGal 우연오차 첨가 시 지오이드고 오차 (단위 : m)

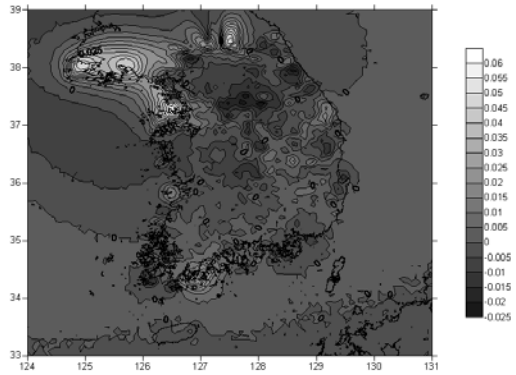


그림 9. 1mGal 우연오차 첨가 시 지오이드고 오차 (단위 : m)

도 보다는 해상도이며 이러한 면에서 SRTM DTM은 지오이드결정에 사용될 지형자료로의 요건을 갖추었다고 판단된다.

4.2. 중력자료효과 분석

육상중력자료의 정확도와 격자간격을 인위적으로 조정하여 각 경우별로 지오이드에 미치는 영향을 분석하였다. 표준편차 0.5mgal, 1mgal, 3mgal의 정상분포를 갖는 우연오차를 첨가하여 정확도에 변화를 주었고 자료의 간격을 2km, 5km, 10km로 재격자화 하여 기존의 육상중력자

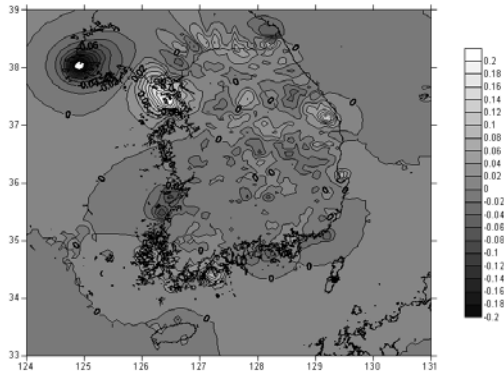


그림 10. 3mgal 우연오차 첨가 시 지오이드고 오차 (단위 : m)

료를 6가지 경우의 시뮬레이션 자료로 편집하였다. 우연 오차가 첨가되지 않고 해상도 1km의 육상중력자료로 계산된 지오이드를 참 값으로 가정하고, 6가지 경우의 육상 중력자료로 계산된 지오이드와의 차이를 비교하여 지형 자료가 지오이드 모델에 미치는 영향을 분석하였다.

표 10과 그림 8에서 10은 중력관측자료의 정확도에 변화를 주고 계산한 결과이다.

중력관측자료의 정확도에 변화를 준 경우 지오이드에서의 최대 오차가 발생하는 지역적 특이성은 발견되지 않았다. 다만 휴전선부근 서쪽과 휴전선 이북에서 나타나는 큰 오차는 실험에서 중력자료가 포함되지 않아 발생한 오차로 판단된다.

표 11과 그림 11에서 13은 중력관측자료의 해상도에 변화를 주고 계산한 결과이다.

중력관측자료의 해상도에 변화를 준 경우 전반적으로 큰 오차를 보이는 곳은 중력관측자료가 부족한 강원도 산간지역임을 알 수 있다. 이는 지형에 의한 효과 분석과 마찬가지로 알리아싱 효과로 인한 오차라 판단된다.

위 결과에 따르면 중력관측자료에 3mGal의 우연오차를 첨가했을 때 지오이드에서의 최대오차가 약 20cm 표준편차 약 2cm로 나타나며 이 결과는 해상도를 10km로 조정했을 때의 결과와 비슷함을 알 수 있다. 실험에 사용된 육상중력관측자료의 표준오차는 약 0.488mGal로 위 실험 결과 지오이드에 미치는 영향은 최대오차는 약 3cm 표준편차 약 4mm로 미미한 것을 알 수 있다. 그러나 실험에 사용된 자료의 분포가 전라도 및 충청도 지방에 집중되어 있어 강원도 산간지역을 비롯한 북동부지역의 중력관측자료의 분포는 매우 부족한 현실이며 이에 대한 자료의 보완이 반드시 필요한 것으로 판단된다.

표 11. 해상도 조정 후 중력지오이드고 오차 (단위 : m)

해상도	2km	5km	10km
Mean	-0.006	0.010	0.008
STD	0.020	0.010	0.033
Max	0.115	0.082	0.204
Min	-0.079	-0.081	-0.190

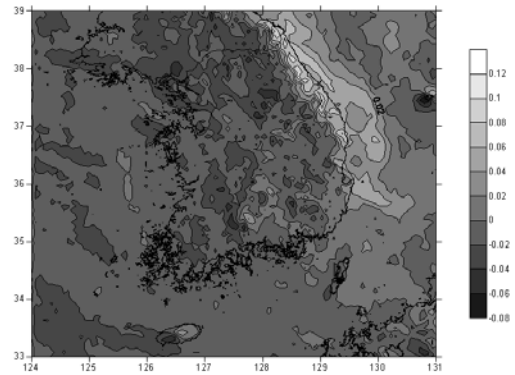


그림 11. 해상도 2km 시 지오이드고 오차 (단위 : m)

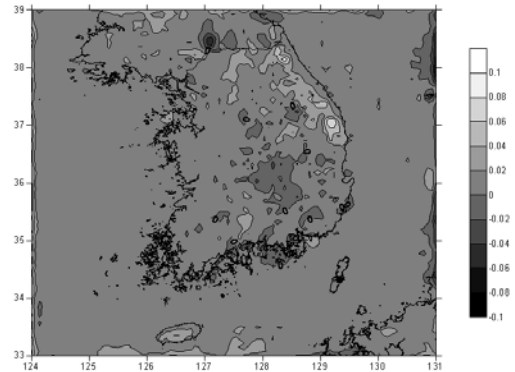


그림 12. 해상도 5km 시 지오이드고 오차 (단위 : m)

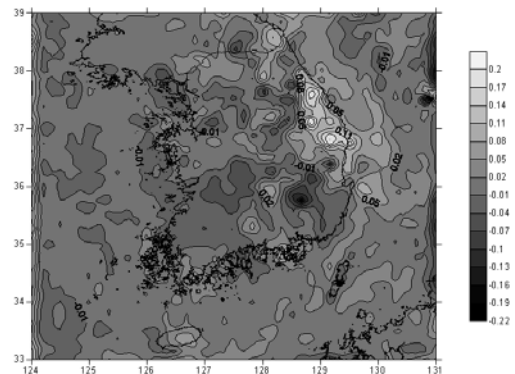


그림 13. 해상도 10km 시 지오이드고 오차 (단위 : m)

5. 결 론

본 연구에서는 지형자료와 중력관측자료가 지오이드 결정 시 어떤 영향을 미치는지 분석하기 위하여 가용한 지형자료의 정밀도를 비교 분석하였고, 이를 바탕으로 시물레이션 실험을 수행하여 아래와 같은 결론을 도출하였다.

첫째, 지리원 DEM과 환경부 DEM, SRTM DTM을 지형의 형태 및 기복도에 따라 비교·분석한 결과 SRTM DTM이 정확도나 해상도 면에서 보다 일관성 있는 품질을 가진 것으로 판단하였다.

둘째, 지형자료의 정확도와 해상도에 따라 지오이드에 미치는 영향을 분석한 결과, 지오이드 계산 시 지형자료의 정밀도 보다는 격자간격이 더욱 큰 영향을 미침을 알 수 있었다. 해상도 400m 의 경우 지오이드고에 대한 영향이 표준편차 2cm 미만으로 분석되었으므로 해상도 90m인 SRTM DTM은 정밀한 지오이드 구축 시 사용 가능한 지형자료임을 알 수 있었다.

셋째, 중력관측자료가 지오이드 결정 시 미치는 영향을 분석한 결과 최대 오차가 발생하는 곳은 주로 중력관측자료 분포의 밀도가 낮은 곳으로 지형에 의한 알리아싱 효과 결합되어 발생함을 알 수 있었다. 따라서 정밀한 지오이드의 구축을 위해서는 다른 지역에 비해 중력관측자료가 현저히 부족한 우리나라 북동부 지역에 지상중력측정을 실시하는 것이 매우 시급함을 알 수 있었다.

감사의 글

본 연구는 국토해양부 첨단도시기술개발사업 - 지능형 국토정보기술혁신 사업과제의 연구비지원(07국토정보C02)에 의해 수행되었습니다.

참고문헌

- 이석배, 윤홍식, 최재화 (1996), FFT에 의한 한반도 일원에서의 중력지오이드 결정, 한국측지학회지, 제 14권, 제 1호, pp. 49-58.
- 이지선, 이보미, 권재현, 이용욱 (2008), 한반도 일원의 지상중력자료 전처리, 한국측량학회지, 제 26권 제 4호, pp. 379~386.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission, *American Geophysical Union, Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Forsberg, R. (1984), *A Study of Terrain Reductions, Density Anomalies and Geophysical Inversion Methods in Gravity Field Modelling*. Reports of the Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus, Ohio, No. 355.
- Forsberg, R. (1985), Gravity Field Terrain Effect Computations by FFT, *Bulletin Geodesique*, Vol. 59, pp. 342-360.
- Forsberg, R. (2003), *An overview manual for the GRAVSOFT Geodetic Gravity Field modelling Programs*, DRAFT-1.ed., National Survey and Cadastre of Denmark, pp. 12-14.
- Heiskanen, W. A., and Moritz, H. (1987), *Physical Geodesy*, Institute of Physical Geodesy, Technical University, Graz, Austria.
- Heliani, L. S., Fukuda, Y., Takemoto, A. (2004), Simulation of the Indonesian Land gravity data using a digital terrain model data, *Earth Planets Space*, Vol. 56, pp. 15-24.
- Hofmann-wellenhof, B., and Moritz, H. (2005), *Physical Geodesy, 2nd edn.*, Springer Wien New York.
- Torge, W. (2001), *Geodesy, 3rd edn.*, Walter de Gruyter.

(접수일 2008. 9. 29, 심사일 2008. 10. 16, 심사완료일 2008. 10. 21)