

**PEMODELAN GEOID LOKAL KOTA SEMARANG BERDASARKAN MODEL GEOPOTENSIAL GLOBALGRACE**

**Risa Ayu Miftahul Rizky, Bambang Darmo Yuwono, Muhammad Awaluddin**

Program Studi Teknik Geodesi, Fakultas Teknik, Universitas Diponegoro  
 Jl. Prof. Sudarto SH, Tembalang, Semarang, Telp. (024) 76480785, 76480788  
 e-mail: [geodesi@undip.ac.id](mailto:geodesi@undip.ac.id)

**Abstrak**

Pemodelan geoid Semarang dilakukan dengan metode gravimetrik. Tiga komponen gelombang yang digunakan dalam metode gravimetrik yaitu komponen gelombang panjang, menengah, dan pendek. Komponen gelombang panjang diperoleh dari model geopotensial global EGM2008, GGM03C, dan GIF48 dengan *degree* maksimum 360. Komponen gelombang menengah diperoleh dari data gayaberat teristris, sedangkan komponen gelombang pendek diperoleh dari data topografi atau *terrain*. Hasil pengolahan pada GRAVSOFTE menunjukkan nilai undulasi gravimetrik sebesar 24,902 meter hingga 25,596 meter untuk model EGM2008; 25,417 meter hingga 25,036 meter untuk model GGM03C; dan 23,746 meter hingga 24,442 meter untuk model GIF48. Evaluasi Model geopotensial global GRACE dilakukan dengan membandingkan pola undulasi geoid lokal Kota Semarang dengan pola undulasi geoid regional Pulau Jawa, serta mengurangkan undulasi gravimetrik dengan undulasi geometrik. Pola undulasi geoid lokal Kota Semarang memiliki kesesuaian dengan pola undulasi geoid regional Pulau Jawa. Nilai selisih terkecil Undulasi Lokal Kota Semarang dihasilkan oleh model GGM03C dengan selisih nilai sebesar 1,482 meter, sedangkan selisih terbesar dihasilkan oleh model GIF48 dengan selisih nilai sebesar 2,691 meter.

**Kata kunci:** Undulasi geoid lokal, metode gravimetrik, EGM2008, GGM03C, GIF48

**Abstract**

*Semarang geoid models determined by gravimetric method. The wavelength components used in the gravimetric method is long-wavelength, medium-wavelength, and short-wavelength. The long-wavelength component obtained from global geopotential model EGM2008, GGM03C, and GIF48 with maximum degree 360. The medium-wavelength component derived from terrestrial gravity, and the short-wavelength component obtained from the topography or terrain. Data processing in the GRAVSOFTE shows the undulations gravimetric value of 24.902 meters to 25.596 meters from the EGM2008 models; 25.417 meters to 25.036 meters from the GGM03C models; and 23.746 meters to 24.442 meters from the GIF48 models. GRACE global geopotential model evaluation is done by comparing the local geoid undulation pattern of Semarang with the regional geoid undulation pattern of Java, also subtracting the gravimetric undulation and the geometric undulation. The local geoid undulation pattern of Semarang have conformity with the regional geoid undulation pattern of Java. The highest accuracy of the geoid undulation of Semarang generated by the GGM03C model with an error value of 1.48 meters, the lowest accuracy generated by the GIF48 model with an error value of 2.691 meters.*

**Keywords:** undulation, local geoid, gravimetric method, EGM2008, GGM03C, GIF4

<sup>\*)</sup> Penulis Penanggungjawab

**I. PENDAHULUAN**

**I.1. Latar Belakang**

Pada GPS, ketinggian diukur terhadap ellipsoid *h*. Maka tinggi orthometrik *H* dapat diperkirakan dengan persamaan ( $H = h - N$ ) jika kita memiliki model geoid atau nilai undulasi geoid *N* (Xiong Li and Hans-Jürgen, 2001). Hal Ini disebabkan karena tinggi GPS adalah bersifat geometrik karena mengacu pada bidang matematis ellipsoid, sedangkan tinggi yang diperlukan untuk keperluan praktis adalah tinggi orthometrik. Undulasi geoid atau beda tinggi antara ellipsoid dan tinggi geoid sangatlah bervariasi

dan besarnya bisa mencapai puluhan meter, sehingga pemakaian langsung tinggi GPS (*h*) dapat menyebabkan penyimpangan puluhan meter terhadap tinggi orthometrik. Untuk melakukan penentuan undulasi geoid lokal diperlukan komponen gelombang pendek yang diperoleh dari data topografi atau *terrain*, komponen gelombang menengah diperoleh dari data gaya berat terestris, dan komponen gelombang panjang diperoleh dari model geopotensial *global* (MGG) (Triarahmadhana, 2013).

Dari ketiga gelombang ini, gelombang panjang sangat menentukan besarnya geoid. Satelit

GRACE banyak dimanfaatkan untuk menghasilkan model geopotensial yang dapat digunakan secara langsung untuk perhitungan undulasi geoid. Penentuan geoid Indonesia saat ini hendaknya memanfaatkan data dari satelit GRACE (*Gravity Recovery and Climat Experiment*) yang datanya dapat digunakan hingga beberapa tahun ke depan.

### I.2. Rumusan Masalah

Perumusan masalah yang dapat diangkat dalam penelitian ini adalah:

1. Berapa nilai undulasi gravimetrik kota Semarang?
2. Bagaimana model geoid lokal kota Semarang?
3. Bagaimana ketelitian undulasi gravimetrik terhadap undulasi geometrik?

### I.3. Batasan Masalah

Dalam penelitian tugas akhir ini memiliki batasan masalah sebagai berikut:

1. Daerah penelitian adalah Kota Semarang dengan dengan batasan  $6^{\circ}54'00''$  LS sampai dengan  $7^{\circ}09'00''$  LS dan  $110^{\circ}15'00''$  BT sampai dengan  $110^{\circ}55'00''$  BT.
2. Data model geopotensial *global* diperoleh dari satelit GRACE. Model yang digunakan adalah EGM2008, GGM03C, dan GIF48 dengan degree maksimal 360. Setiap model mengandung informasi yang sama yaitu data tracking satelit GRACE, data gaya berat, dan data altimetri.
3. Data *Terrain Model* yang digunakan bersumber dari SRTM30plus.
4. Data gaya berat yang digunakan adalah data anomali gaya berat *free-air* yang diasumsikan mempunyai kerapatan yang baik dan berketelitian tinggi. Nilai elevasi pada titik pengukuran gaya berat diperoleh dari ekstraksi peta kontur Semarang dengan ketelitian vertikal  $> 6,5$  meter.
5. Evaluasi model geoid dilakukan dengan membandingkan pola undulasi geoid lokal Kota Semarang terhadap pola undulasi geoid regional Pulau Jawa serta membandingkan nilai undulasi gravimetrik dengan nilai undulasi geometrik.

### I.4. Penelitian Terdahulu

Huang dan Véronneau (2005) melakukan penentuan geoid gravimetrik Canada 2005 (CG05) menggunakan data GRACE (GGM02C) dan data gaya berat teristris. Model geoid gravimetrik Canada didasarkan pada data MGG GRACE degree 90 yang dikombinasikan dengan data gaya berat teristris. Perbandingan dengan GPS/leveling menunjukkan standar deviasi sebesar 10,2 cm.

Prasetyo (2008) melakukan penentuan geoid secara gravimetris di Delta Mahakam dengan mengkombinasikan sinyal gelombang pendek dari gaya berat lokal hasil pengukuran terestris dengan gelombang panjang dari model geopotensial *global* EIGEN-GL04C. Hasil verifikasi menunjukkan metode kombinasi pada wilayah penelitian Delta Mahakam memberikan hasil yang detail dan akurat dibandingkan dengan hanya menggunakan model geopotensial *global* saja (EIGEN-GL04C dan EGM 96). Kualitas undulasi yang dihasilkan mengindikasikan bahwa nilai tinggi orthometrik dengan GPS mendekati tinggi orthometrik yang diperoleh dari sipat datar.

Triarahmadhana (2013) melakukan evaluasi model geopotensial *global* GOCE terhadap ketelitian geoid lokal pulau jawa. Evaluasi dilakukan terhadap lima model geopotensial *global*, yaitu GO-CONS-GCF-DIR-R2, GO-CONS-GCF-SPW-R1, GO-CONS-GCF-SPW-R2, GO-CONS-GCF-TIM-R2, dan GO-CONS-GCF-TIM-R3. Hasil penelitian menunjukkan ketelitian tertinggi undulasi model geopotensial *global* dihasilkan model GO-CONS-GCF-SPW-R2, dengan kesalahan sebesar 1,232 m, sedangkan ketelitian terendah dihasilkan model GO-CONS-GCF-DIR-R2, dengan kesalahan 1,542 m. Ketelitian tertinggi undulasi lokal Pulau Jawa dihasilkan model GO-CONS-GCF-SPW-R1, dengan kesalahan sebesar 0,644 m, sedangkan ketelitian terendah dihasilkan model GO-CONS-GCF-TIM-R3, dengan kesalahan 0,703 m. Penelitian ini menunjukkan bahwa nilai degree maksimum MGG tidak berpengaruh dalam meningkatkan ketelitian undulasi lokal suatu wilayah.

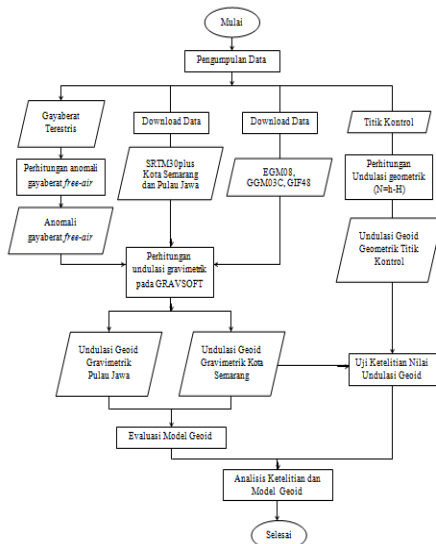
### I.5. Metodologi Penelitian

Data yang digunakan dalam penelitian meliputi:

1. MGG dari satelit GRACE diperoleh secara gratis dan diunduh melalui situs resmi *International Centre for Global Earth Model (ICGEM)*. MGG yang digunakan yaitu EGM2008, GGM03C, dan GIF4.
2. Data gaya berat Semarang bulan Mei 2013 yang terdiri dari 118 titik Sedangkan data gaya berat Pulau Jawa tahun 2012 terdiri dari 10.149 titik. Data gaya berat yang digunakan merupakan data sekunder. Setiap data mengandung empat informasi yang terdiri dari nilai koordinat lintang ( $\phi$ ) dan bujur ( $\lambda$ ), nilai elevasi, dan nilai anomali gaya berat *free-air*.
3. Data titik kontrol yang digunakan sebanyak 8 titik. Data ini terdiri dari data lintang ( $\phi$ ) dan bujur ( $\lambda$ ), tinggi orthometrik (H), tinggi geometrik (h). Data titik kontrol merupakan data sekunder yang digunakan untuk menghitung undulasi geometrik.

4. Data SRTM30plus yang diunduh dari situs resmi *Topex*.

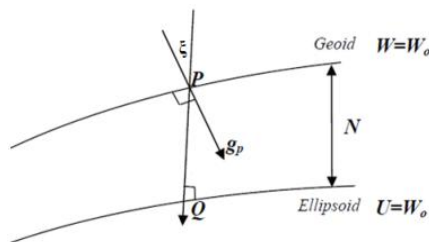
Diagram alir keseluruhan penelitian ditunjukkan oleh **Gambar 1**. berikut:



**Gambar 1.** Diagram alir penelitian

**II. TINJAUAN PUSTAKA**

Geoid merupakan model bumi fisis yang direpresentasikan sebagai bidang ekuipotensial yang berimpit dengan muka laut rerata yang tidak terganggu (Kahar, 2008). Penentuan geoid pada dasarnya menentukan dua variabel yang menghubungkan geoid dan ellipsoid, yaitu defleksi vertikal ( $\xi$ ) dan undulasi ( $N$ ). Defleksi vertikal merupakan besar sudut penyimpangan antara garis normal geoid dengan garis normal ellipsoid. Undulasi atau tinggi geoid merupakan jarak vertikal antara geoid dan ellipsoid. **Gambar 2**. menunjukkan hubungan antara geoid dan ellipsoid.



**Gambar 2.** Hubungan antara geoid dan ellipsoid (Wellenhof, H. dan Moritz, H., 2005)

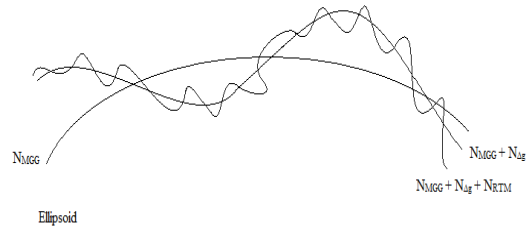
**II.1. Metode Penentuan Geoid**

Ada beberapa metode dalam penentuan geoid, diantaranya yaitu metode geometrik dan gravimetrik. Metode geometrik dilakukan dengan menggunakan data *GPS-levelling*, dengan persamaan (1.1) yaitu selisih antara tinggi ellipsoid dari

pengukuran GPS dengan tinggi orthometrik dari pengukuran sipat datar (Wellenhof, H. dan Moritz, H., 2005).

$$N = h - H \dots\dots\dots(1.1)$$

Metode gravimetrik adalah penentuan model geoid dengan menggunakan data gaya berat.



**Gambar 3.** Komponen gelombang (Triarahmadhana, 2013)

Pada metode gravimetrik geoid lokal dapat ditentukan menggunakan tiga buah komponen, yaitu komponen gelombang panjang, komponen gelombang menengah, dan komponen gelombang pendek seperti pada **Gambar 3**.

**II.2. Metode Pengukuran Gaya berat**

Nilai gaya berat di suatu titik di permukaan bumi dapat ditentukan dengan pengukuran gaya berat. Terdapat dua metode pengukuran gaya berat, yaitu absolut dan relatif. Pengukuran gaya berat absolut adalah pengukuran yang dilakukan untuk menentukan besar nilai gaya berat secara langsung di suatu titik pengukuran. Umumnya digunakan untuk penetapan referensi jaringan gaya berat untuk wilayah yang luas dan penyelidikan mengenai konstanta fisika. Pengukuran gaya berat relatif adalah pengukuran gaya berat yang dilakukan di lebih dari satu titik pengukuran. Salah satu titik pengukuran dijadikan sebagai titik referensi atau titik kontrol dan telah didefinisikan nilai gaya beratnya.

**II.3. Gaya berat Normal**

Dalam pemodelan geoid, gaya berat normal merupakan nilai gaya berat teoritis yang berada di ellipsoid. Pada **Gambar 4**.  $g_p$  merupakan gaya berat di titik P dan  $\gamma_0$  merupakan gaya berat normal.



**Gambar 4.** Garis-garis gaya berat (Wellenhof, H. dan Moritz, H., 2005)

Nilai gaya berat normal dihitung dengan menggunakan ellipsoid sebagai bidang referensi.

Karena ellipsoid didefinisikan mewakili geoid maka keduanya harus memiliki nilai potensial yang sama. Persamaan matematis yang dipergunakan untuk menghitung gaya berat normal sebagai berikut (Torge, 1980) :

$$\gamma_o = \gamma_E(1 + \beta_1 \sin^2 \varphi - \beta_2 \sin^2 2\varphi) \dots \dots \dots (1.2)$$

Tabel 1. kontanta  $\beta_1$  dan  $\beta_2$  ellipsoid (Torge, 1980)

Ellipsoid	$\gamma_E$ (gal)	$\beta_1$	$\beta_2$	a (m)	F
Internasional 1930	978,049	0,0052884	0,0000059	6378388	1/297
GRS-1967	978,0318	0,0053024	0,0000059	6378160	1/298,247
GRS-1980 $\approx$ WGS '84	978,0327	0,0053024	0,0000058	6378137	1/298,257

dengan a = setengah sumbu panjang (m)  
f = nilai pengepengan bumi

keterangan:  $\gamma_E$  = gaya berat normal di ekuator (mgal)  
 $\varphi$  = nilai lintang  
 $\beta_1$  dan  $\beta_2$  = konstanta yang berbeda untuk setiap nilai lintang

**II.4. Reduksi Gaya berat**

Nilai gaya berat yang dibutuhkan dalam penentuan geoid adalah nilai gaya berat yang berada pada geoid. Maka, perlu dilakukan reduksi gaya berat dari permukaan bumi ke geoid. Metode reduksi yang digunakan dalam penelitian ini adalah reduksi *free-air*. Yaitu yang hanya memperhitungkan nilai tinggi (H) dan mengabaikan kontribusi nilai massa dan densitas massa yang berbeda di antara permukaan bumi dan geoid. Reduksi *free-air* dituliskan dengan persamaan (1.3):

$$g = g_{obs} + 0,3086 H \dots \dots \dots (1.3)$$

keterangan: g = gaya berat di geoid (mgal)  
 $g_{obs}$  = gaya berat di permukaan bumi (mgal)  
H = tinggi orhometrik (m)

**II.5. Anomali Gaya berat**

Pada persamaan Stokes, penentuan geoid membutuhkan nilai anomali gaya berat. Anomali gaya berat adalah selisih antara nilai gaya berat observasi yang telah direduksi dengan gaya berat normal di atas ellipsoid. Nilai anomali gaya berat ditentukan dengan persamaan (1.4):

$$\Delta g = g_o - \gamma_o \dots \dots \dots (1.4)$$

keterangan:  $\Delta g$  = anomali gaya berat (mgal)  
 $g_o$  = gaya berat tereduksi (mgal)  
 $\gamma_o$  = gaya berat normal (mgal)

**II.6. Penentuan Undulasi Geoid Lokal**

Perhitungan integral Stokes (1.5) memerlukan nilai gaya berat yang terdefinisi di permukaan geoid. Oleh karena itu, untuk mendapatkan gaya berat di permukaan geoid, nilai gaya berat yang diukur pada permukaan bumi harus direduksi menjadi nilai gaya berat pada permukaan geoid. Sedangkan permukaan geoid tersebut harus didefinisikan terlebih dahulu pada umumnya dilakukan dengan pengukuran sipat datar.

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma_o} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma \dots \dots \dots (1.5)$$

keterangan:  $\Delta g$  = anomali gaya berat (mgal)  
 $S(\psi)$  = fungsi Stokes

Penentuan undulasi geoid dapat dilakukan dengan metode Remove Restore (Srinivas dkk, 2012). Perhitungan terbagi dalam dua tahapan, yaitu remove dan restore. Sesuai persamaan (1.8) remove adalah langkah untuk menghilangkan kontribusi MGG, sedangkan persamaan (1.6) menunjukkan restore, dimana undulasi MGG digunakan dalam hitungan geoid lokal.

$$N = N_{MGG} + N_{RTM} + N_{\Delta g} \dots \dots \dots (1.6)$$

$$N_{\Delta g} = \frac{R}{4\pi\gamma} \int_{\sigma} S(\psi) \Delta g_{res} \dots \dots \dots (1.7)$$

keterangan: N = Undulasi geoid  
 $N_{MGG}$  = komponen model MGG  
 $N_{RTM}$  = komponen efek *terrain*  
 $N_{\Delta g}$  = residual geoid

$$\Delta g_{res} = \Delta g_{FA} - \Delta g_{MGG} - \Delta g_{RTM} \dots \dots \dots (1.8)$$

keterangan:  $\Delta g_{res}$  = residual anomali gaya berat (mgal)  
 $\Delta g_{FA}$  = komponen gelombang menengah, yaitu anomali gaya berat *free-air* (mgal)  
 $\Delta g_{RTM}$  = kontribusi komponen gelombang pendek, yaitu koreksi *terrain* (mgal)  
 $\Delta g_{MGG}$  = kontribusi komponen gelombang panjang, yaitu anomali MGG (mgal)

**II.7. Kontribusi Model Geopotensial Global**

Model geopotensial *global* digunakan sebagai komponen gelombang panjang pada penentuan geoid lokal. Terdapat dua kontribusi dari model geopotensial *global*, yaitu anomali ( $\Delta g$ ) dan undulasi (N) dari MGG yang dapat ditentukan dengan persamaan berikut (Wellenhof, H. dan Moritz, H., 2005)

$$\Delta g_{MGG} = G \sum_{n=2}^{nmax} (n-1) \sum_{m=0}^n [C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm} \sin \varphi \dots \dots \dots (1.9)$$

$$N_{MGG} = R \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n [ C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda ] P_{nm}(\sin \varphi) \dots \dots \dots (1.10)$$

keterangan: G = konstanta gravitasi bumi (6,67 x 10<sup>-11</sup> Nm<sup>2</sup>/kg<sup>2</sup>)  
 R = diameter bumi (≈ 6.371 km)  
 P<sub>nm</sub> = fungsi legendre  
 C<sub>nm</sub> S<sub>nm</sub> = spherical harmonic ternormalisasi penuh  
 n = nilai derajat dan orde dari model geopotensial  
 n<sub>max</sub> = derajat maksimal dari model geopotensial  
 (φ, λ) = koordinat geosentrik

**II.8. Satelit GRACE**

Satelit GRACE bekerja dengan memonitor perubahan jarak antara dua pasang satelit GRACE pada orbitnya untuk mendeteksi gaya berat bumi. Kedua satelit ini melaju pada lintasan orbit dengan jarak sekitar 220 km yang terkoneksi oleh K-band microwave. Untuk melihat precise attitude dan pergerakan akibat gaya non-gravitasi dari satelit, keduanya dilengkapi dengan starcamera yang digunakan untuk mempertahankan posisi kedua satelit pada posisi orbitnya dan akselerometer untuk menghilangkan efek dari gaya-gaya lain selain gaya berat. Posisi satelit GRACE ditentukan dari satelit

GPS, dimana GRACE juga dilengkapi dengan antenna receiver GPS.

**III. HASIL DAN PEMBAHASAN**

Hasil perhitungan yang diperoleh dari pengolahan data pada GRAVSOFT yaitu (1) kontribusi model geopotensial global (2) kontribusi terrain (3) residual anomali gaya berat (4) residual geoid (5) undulasi lokal Semarang (6) ketelitian undulasi lokal Semarang. Pola kontur tiap model MGG untuk Kota Semarang dibandingkan terhadap pola kontur Pulau Jawa. Batasan koordinat Kota Semarang yang digunakan adalah 6°54' LS - 7°09' LS dan 110°15' BT - 110°33' BT. Sedangkan batasan koordinat Pulau Jawa yang digunakan sebagai pembandingan adalah 5°30' - 9°0' LS dan 105°0' - 115°0' BT.

**III.1. Kontribusi Model Geopotensial Global**

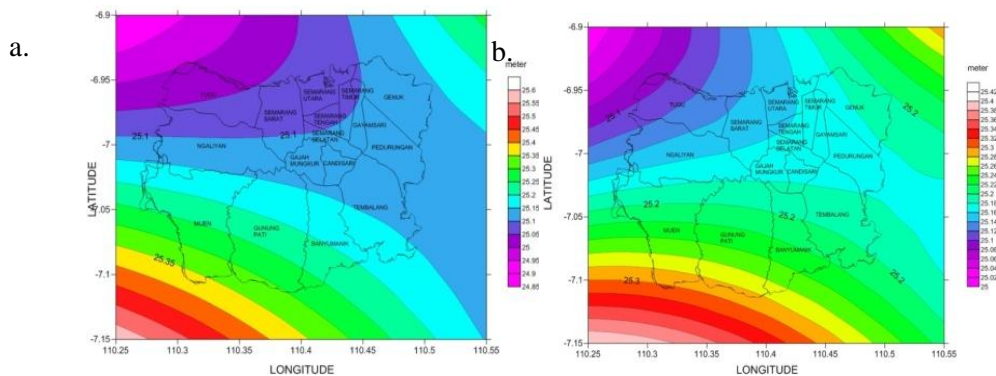
Terdapat dua macam kontribusi model geopotensial global (MGG) dalam pemodelan geoid lokal, yaitu nilai anomali MGG (Δg<sub>MGG</sub>) dan undulasi MGG (N<sub>MGG</sub>).

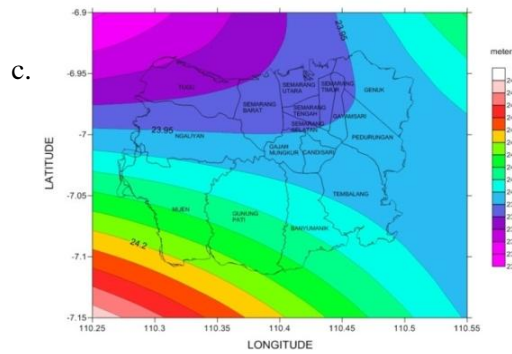
**III.1.1. Undulasi Model Geopotensial Global (N<sub>MGG</sub>)**

Nilai undulasi MGG digunakan untuk menghitung pengaruh komponen gelombang panjang terhadap undulasi lokal.

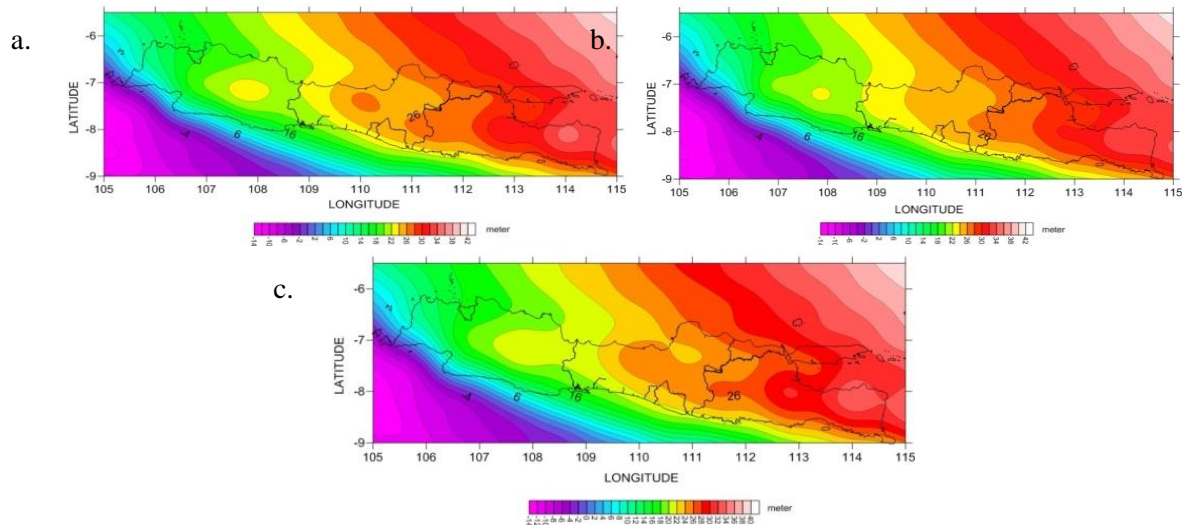
**Tabel 2.** Hasil hitungan statistik undulasi MGG Kota Semarang

Model MGG	Maksimum (m)	Minimum (m)	Rerata (m)	Rentang (m)
EGM08	25,5876	24,8962	25,17307	0,6914
GGM03C	25,3996	25,022	25,20258	0,3776
GIF48	24,4349	23,7403	24,01757	0,6946





**Gambar 5.** Undulasi MGG Kota Semarang  
( a. Model EGM2008, b. Model GGM03C, c. Model GIF48)



**Gambar 6.** Undulasi MGG Pulau Jawa  
( a. Model EGM2008, b. Model GGM03C, c. Model GIF48)

Ketiga model MGG untuk Kota Semarang menunjukkan nilai undulasi MGG terkecil berada pada Kecamatan Tugu sedangkan nilai undulasi MGG terbesar berada pada Kecamatan Mijen dan Gunung pati. Pola undulasi Pulau Jawa menunjukkan bahwa nilai undulasi MGG mengalami peningkatan dari arah barat menuju arah timur Pulau Jawa. Pola undulasi MGG untuk Kota Semarang dari tiap model MGG, sangat mendekati pola undulasi MGG pulau jawa yang menunjukkan rentang nilai undulasi MGG antara 24 meter hingga 26 meter

untuk wilayah dengan batasan koordinat 7° LS dan 110° BT.

III.1.2. Anomali Model Geopotensial Global ( $\Delta g_{MGG}$ )

Nilai anomali MGG digunakan untuk menghitung kontribusi gelombang panjang dalam perhitungan residual anomali gaya berat. **Tabel 3.** menunjukkan nilai anomali Kota Semarang. Ketiga model MGG untuk Kota Semarang menunjukkan nilai anomali MGG terkecil berada pada Kecamatan Genuk dan yang terbesar berada pada Kecamatan Mijen.

**Tabel 3.** Hasil hitungan statistik anomali MGG Kota Semarang

Model MGG	Maksimum (mgal)	Minimum (mgal)	Rerata (mgal)	Rentang (mgal)
EGM08	64,5348	16,9212	29,72038	47,6136
GGM03C	62,3094	18,4294	33,85406	43,88
GIF48	64,0652	16,4868	29,29738	47,5784

Pola anomali MGG yang dihasilkan oleh ketiga model MGG untuk wilayah Pulau Jawa menunjukkan rentang nilai sebesar 20 mgal hingga 60 mgal untuk wilayah pada batasan koordinat 7° LS dan 110° BT. Pola anomali MGG untuk Kota Semarang, mengalami peningkatan dari arah timur laut menuju barat daya pada ketiga model MGG yang disebabkan adanya rangkaian jalur pegunungan pada bagian selatan Pulau Jawa.

**III.2. Kontribusi Terrain**

Kontribusi *terrain* menunjukkan pengaruh kontribusi topografi wilayah penelitian terhadap

pemodelan geoid lokal. Kontribusi *terrain* terdiri dari koreksi *terrain* ( $\Delta g_{RTM}$ ) dan *indirect effect* ( $N_{RTM}$ ). Koreksi *terrain* dilakukan dengan metode *Residual Terrain Model* (RTM) yang mensyaratkan adanya tiga bidang *terrain*, yaitu bidang detail, bidang kasar, dan bidang referensi. Interval gridding bidang detail adalah 1'30" bidang kasar sebesar 3" dan bidang referensi 15". Semakin kecil nilai grid yang digunakan maka semakin detail bidang yang dihasilkan. **Tabel 4.** menunjukkan nilai tinggi pada masing-masing bidang *terrain*.

**Tabel 4.** Hasil hitungan statistik bidang *terrain*

Bidang	Interval	Maksimum (m)	Minimum (m)	Rerata (m)	Simp baku (m)
Detail	1'30"	859,02	-17,298	134,3697	174,1977
Kasar	3'	596,425	-16,354	126,8353	159,0231
Referensi	15'	178,41	4,5	55,02	173,91

**Tabel 5.** Hasil hitungan statistik koreksi RTM

Maksimum (mgal)	Minimum (mgal)	Rerata (mgal)	Rentang (mgal)	Simp baku (mgal)
-0,02	-0,841	-0,17291	0,821	0,151072

**Tabel 6.** Hasil hitungan statistik residual anomali gaya berat

Model MGG	Maksimum (mgal)	Minimum (mgal)	Rerata (mgal)	Simp baku (mgal)
EGM08	-0,271	-5,081	-1,71162	1,093851
GGM03C	-0,615	-10,026	-3,8358	2,22309
GIF48	-0,248	-4,766	-1,56815	1,029472

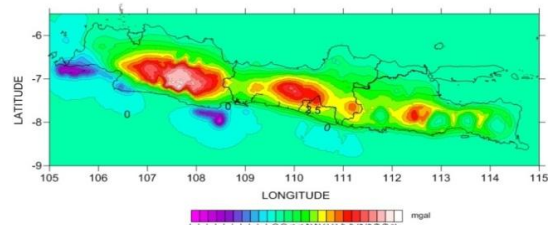
**III.2.1. Koreksi Terrain ( $\Delta g_{RTM}$ )**

Nilai koreksi RTM untuk wilayah Kota Semarang berada pada rentang 0 mgal hingga -0,85 mgal. Pola koreksi RTM yang dihasilkan dari data SRTM30plus menunjukkan pola radial yang memusat pada wilayah Kecamatan Semarang Utara. Pola koreksi RTM untuk wilayah Kota Semarang memiliki kesesuaian dengan pola koreksi RTM untuk wilayah Pulau Jawa, pada batasan koordinat 7°LS dan 110°BT koreksi RTM memiliki rentang nilai antara 0 meter.

**Tabel 5.** menunjukkan nilai koreksi RTM.

**III.2.2. Indirect Effect ( $N_{RTM}$ )**

Nilai *indirect effect* berfungsi sebagai koreksi model geoid sementara karena adanya perbedaan tinggi antara bidang geoid dengan topografi. Perhitungan nilai *indirect effect* wilayah Kota Semarang menghasilkan nilai 0 pada hampir semua titik. Hal ini dapat dilihat dari pola *indirect effect* untuk Pulau Jawa. Nilai *indirect effect* pada batasan koordinat 7°LS dan 110°BT memiliki rentang nilai 0 hingga 0,5 mgal.



**Gambar 7.** Koreksi *terrain* metode *indirect effect* Pulau Jawa

**III.3. Nilai Residual Anomali Gaya berat**

Nilai residual anomali gaya berat ( $\Delta g_{res}$ ) dihitung dengan persamaan (1.8), terdapat dua tahapan pengurangan yaitu pengurangan anomali gaya berat *free-air* terhadap anomali MGG ( $\Delta g_{FA} - \Delta g_{MGG}$ ) selanjutnya dikurangkan dengan koreksi RTM ( $\Delta g_{FA} - \Delta g_{MGG} - \Delta g_{RTM}$ ). **Tabel 6.** menunjukkan nilai residual anomali gaya berat Kota Semarang.

Residual anomali gaya berat yang dihasilkan ketiga model MGG memiliki kesamaan pola, yaitu adanya pola radial yang memusat pada Kecamatan Semarang Barat. Pola residual anomali gaya berat Kota Semarang memiliki kesesuaian pola dengan residual anomali gaya berat Pulau Jawa yang

menunjukkan rentang nilai 0 mgal pada batasan koordinat 7°LS dan 110°BT.

Berdasarkan kesamaan pola residual anomali gaya berat dengan koreksi RTM, membuktikan bahwa koreksi RTM sangat berpengaruh pada besarnya nilai residual anomali gaya berat.

Nilai residual geoid ( $N_{Ag}$ ) dihitung dengan persamaan (1.7). Pola residual geoid yang dihasilkan ketiga model MGG untuk wilayah Kota Semarang memiliki kesesuaian terhadap ketiga model MGG untuk wilayah Pulau Jawa. Yaitu adanya pola radial pada wilayah dengan batasan koordinat 7°LS dan 110°BT di wilayah Pulau Jawa. **Tabel 7.** menunjukkan nilai residual geoid.

**III.4. Nilai Residual Geoid**

**Tabel 7.** Hasil hitungan statistik residual geoid

Model MGG	Maksimum (m)	Minimum (m)	Rerata (m)	Rentang (m)
EGM08	0,009	-0,015	6,18678 x 10 <sup>-19</sup>	0,024
GGM03C	0,018	-0,029	-2,7972 x 10 <sup>-5</sup>	0,047
GIF48	0,008	-0,014	-6,99301 x 10 <sup>-6</sup>	0,022

**Tabel 8.** Hasil hitungan statistik geoid lokal Kota Semarang

Model MGG	Maksimum (m)	Minimum (m)	Rerata (m)	Rentang (m)	Simp baku (m)
EGM08	25,596	24,902	25,17306	0,694	0,132942
GGM03C	25,417	25,036	25,20252	0,381	0,081283
GIF48	24,442	23,746	24,01753	0,696	0,133721

**III.5. Nilai Co-geoid**

Co-geoid diperoleh dari hasil penjumlahan antara residual geoid ( $N_{Ag}$ ) dengan nilai undulasi MGG ( $N_{MGG}$ ).

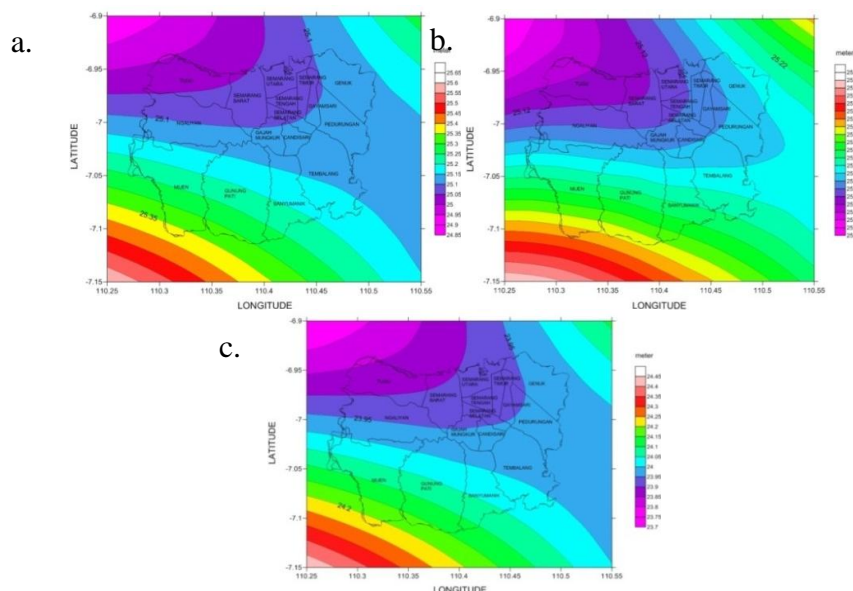
*effect* pada areal penelitian bernilai 0. Sehingga dalam penelitian ini *indirect effect* tidak memberikan kontribusi dalam perhitungan undulasi geoid Kota Semarang.

**III.6. Nilai Undulasi Geoid Lokal Semarang**

Nilai undulasi lokal Kota Semarang dengan metode gravimetrik diperoleh dari persamaan (1.6). **Tabel 8.** menunjukkan nilai undulasi lokal Kota Semarang.

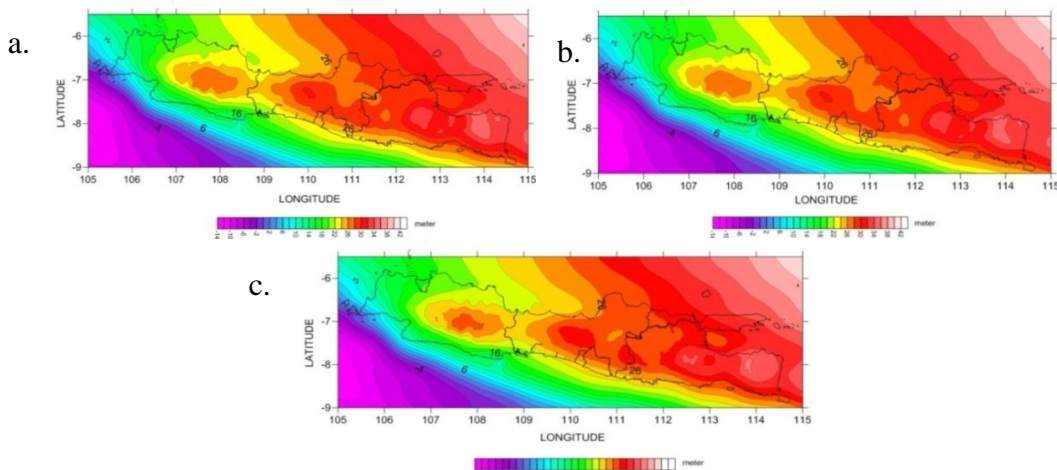
Ketiga model MGG untuk Pulau Jawa menghasilkan pola undulasi regional yang hampir sama, yaitu adanya pola radial pada wilayah dengan batasan koordinat 7° LS dan 110° BT. Pola radial tersebut berada pada wilayah barat daya Kota Semarang. Nilai undulasi Kota Semarang pada tiap model MGG Pulau Jawa berada pada rentang 25 meter hingga 26 meter.

Pola kontur geoid lokal dengan co-geoid hampir sama karena nilai *indirect*



**Gambar 8.** Undulasi Geoid lokal Kota Semarang ( a. Model EGM2008, b. Model GGM03C, c. Model GIF48)





**Gambar 9.** Undulasi Geoid regional Pulau Jawa ( a. Model EGM2008, b. Model GGM03C, c. Model GIF48)

**III.7. Perhitungan Selisih Undulasi Geoid Lokal Semarang**

Evaluasi dilakukan dengan membandingkan nilai undulasi gravimetrik dengan nilai undulasi geometrik. Nilai undulasi geometrik

diasumsikan sebagai nilai undulasi yang benar dan teliti (true values). Titik kontrol yang digunakan sebanyak 8 titik. Hasil ketelitian ditunjukkan pada **Tabel 9**. Secara visual perbandingan selisih dapat dilihat pada **Gambar 10**.

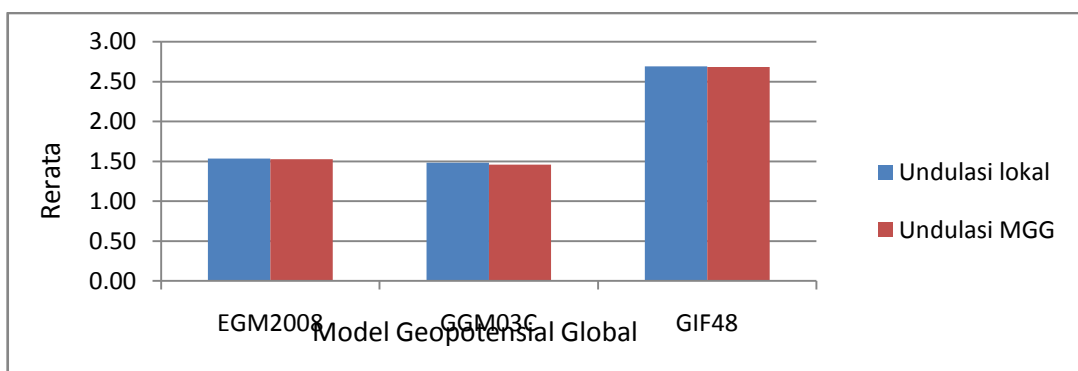
**Tabel 9.** Hasil statistik undulasi geometrik dan gravimetrik.

	EGM2008 (m)		GGM03C (m)		GIF48 (m)	
	Rerata	Simp baku	Rerata	Simp baku	Rerata	Simp baku
Ngeo	26,61775	0,264045	26,61775	0,264045	26,61775	0,264045
Ngrav	25,08275	0,014782	25,136125	0,009658	23,92663	0,015482
selisih 1	1,535	0,254437	1,481625	0,258659	2,691125	0,25384
N mgg	25,09313	0,01473	25,159875	0,007791	23,93588	0,015338
selisih 2	1,524625	0,254344	1,457875	0,259189	2,681875	0,253835

Keterangan:

Selisih 1 = undulasi geometrik dikurangi undulasi gravimetrik

Selisih 2 = undulasi geometrik dikurangi undulasi model MGG



**Gambar 10.** Perbandingan nilai rerata absolut selisih undulasi lokal dan undulasi MGG terhadap undulasi geometrik

**IV. KESIMPULAN**

1. Nilai undulasi geoid lokal Kota Semarang yang dihasilkan dari metode gravimetrik menggunakan model EGM2008 berada pada rentang nilai 24,902 meter hingga 25,596 meter. Rentang nilai undulasi lokal model GGM03C berkisar antara 25,417 meter hingga 25,036 meter. Dan model GIF48 berkisar antara 23,746 meter hingga 24,442 meter.
  2. Undulasi geoid Kota Semarang dengan nilai undulasi terkecil berada wilayah utara yaitu pada Kecamatan Tugu. Sedangkan nilai undulasi geoid terbesar berada wilayah selatan yaitu Kecamatan Mijen, Gunung Pati, dan Banyumanik. Secara keseluruhan, model geoid lokal Kota Semarang memiliki kesesuaian dengan model geoid regional Pulau Jawa.
  3. Berdasarkan perbandingan dengan undulasi geometrik, undulasi lokal Kota Semarang dengan selisih terkecil dihasilkan oleh model GGM03C dengan selisih nilai sebesar 1,482 meter. Sedangkan undulasi lokal Kota Semarang dengan selisih terbesar dihasilkan oleh model GIF48 dengan selisih nilai sebesar 2,691 meter.
  4. Berdasarkan perbandingan dengan undulasi geometrik, undulasi MGG Kota Semarang dengan selisih terkecil dihasilkan oleh model GGM03C dengan selisih nilai sebesar 1,458 meter. Sedangkan undulasi MGG dengan selisih terbesar dihasilkan oleh model GIF48 dengan selisih nilai sebesar 2,682 meter.
  5. Selisih antara nilai rerata undulasi geoid lokal dengan undulasi MGG sebesar 10 sentimeter untuk model EGM2008, 3,2 sentimeter meter untuk model GGM03C, dan 0,9 sentimeter untuk model GIF48.
- panjang, gelombang menengah, dan gelombang pendek.
5. Penelitian ini diharapkan dapat dijadikan acuan dalam memilih MGG yang sesuai untuk penentuan undulasi lokal Kota Semarang.

**DAFTAR PUSTAKA**

Forsberg, R., Tscherning, C.C. 2008.*An overview manual for the GRAVSOFT Geodetic Gravity Modelling Programs*. Denmark: DTU-Space.

Huang, J dan Vétonneau, M. 2005. "Evaluation of the GRACE-Based Global Gravity Models in Canada". Canada: Geodetic Survey Division.

Kahar, J. 2008. *Geodesi*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.

Prasetyo, M.H. 2008.Penentuan Model Geoid Lokal (Studi Kasus: Delta Mahakam, Total E&P Indonesia). *Skripsi*.Institut Teknologi Bandung.

Rastawira, T. 2013. Pemodelan Geoid Kota Semarang.*Skripsi*. Universitas Diponegoro.

Srinivas, N. dkk. 2012. "Gravimetric Geoid of a part of South India and its Comparison WithGlobal Geopotential Models and GPS-Levelling Data". *J Earth Syst.* 121, No. 4, 1025-1032.

Torge, W. 1980.*Geodesy*. New York: De Gruyter.

Trirahmadhana, B. 2013.Evaluasi model geopotensial globalGOCE terhadap ketelitian geoid lokal (studi kasus di pulau jawa).*Skripsi*. Universitas Gajah Mada.

Wellenhof, H. dan Moritz, H. 2005.*Physical Geodesy*. Austria: Spinger-Verlag Wien.

Xiong Li dan Hans-Jürgen. 2001. "Tutorial Ellipsoid, Geoid, Gravity, Geodesy, and Geophysics". *Geophysics*. Vol.66, No.6, 1660-1668.

**V. SARAN**

1. Distribusi titik pengukuran gaya berat sebaiknya dapat mewakili setiap kecamatan yang ada di Kota Semarang.
2. Pada setiap titik pengamatan gaya berat dilakukan pengukuran sipat datar untuk mendapatkan tinggi orthometrik yang akurat.
3. Perlu dilakukan penelitian lebih lanjut mengenai interval grid yang digunakan dalam pembuatan bidang detail, bidang kasar, dan bidang referensi dalam perhitungan kontribusi *terrain*.
4. Perlu dilakukan penelitian lebih lanjut mengenai persentase kontribusi gelombang