

## Pemodelan Geoid Gravimetrik Pulau Jawa dengan Metode *Fast Fourier Transform* Menggunakan Data Gayaberat *Airborne*, Terestris, dan Model Geoid Global GOCO06s

*Determination of Gravimetric Geoid of Java Island by Fast Fourier Transform Method Using Airborne Gravity, Terrestrial Gravity, and Global Geoid Model GOCO06s*

Mukhammad Nur Sulaiman<sup>1</sup>, Ira Mutiara Anjasmara<sup>1\*</sup>, Widy Putra<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departemen Teknik Geomatika, FTSPK-ITS, Kampus ITS Sukolilo, Surabaya, 60111, Indonesia

<sup>2</sup>Pusat Jaring Kontrol Geodesi dan Geodinamika, Badan Informasi Geospasial, Jl. Raya Jakarta - Bogor KM. 46 Cibinong, 16911, Indonesia

\*Korespondensi penulis: ira@geodesy.its.ac.id

Diterima: 01082023; Diperbaiki: 01092023; Disetujui: 02092023; Dipublikasi: 08092023

**Abstrak:** Geoid merupakan acuan referensi vertikal yang digunakan di Indonesia menurut Peraturan Pemerintah No. 45 Tahun 2021. Geoid menggantikan *mean sea level* (msl) sebagai referensi vertikal karena sifat dari msl yang memiliki pengaruh langsung terhadap dinamika laut. Geoid dapat dimodelkan menggunakan proses *remove-compute-restore*, dengan membagi komponen geoid menjadi tiga yakni komponen gelombang panjang, menengah, dan pendek. Komponen gelombang pendek yang berupa data DTM dan area *terrain* merupakan parameter yang mempengaruhi nilai ketelitian dari geoid. Variasi data DTM serta parameter *inner* dan *outer grid* diterapkan pada penelitian ini untuk melihat pengaruhnya terhadap nilai ketelitian dari geoid. Metode perhitungan nilai geoid menggunakan algoritma *fast fourier transform* yang dapat menghitung nilai geoid lebih cepat dengan hasil yang memiliki kemiripan dengan evaluasi integral Stokes secara langsung. Hasil model geoid gravimetrik pada validasi jalur GNSS-leveling dari Semarang hingga Glagah memberikan nilai ketelitian terbaik 13,224 cm. Nilai ketelitian tersebut mengalami peningkatan menjadi 11,114 cm setelah dilakukan *fitting* terhadap 186 titik di jalur validasi GNSS-leveling. Data DEMNAS dengan parameter *inner grid* 3 km dan *outer grid* 15 km memberikan nilai ketelitian yang paling bagus. Model geoid yang dihasilkan memiliki ketelitian lebih baik dari INAGEOID2020 v2.0.

*Copyright © 2023 Geoid. All rights reserved.*

**Abstract:** Geoid is the vertical reference used in Indonesia according to Government Regulation No. 45 of 2021. Geoid replaces mean sea level (msl) as the vertical reference because of the direct influence of msl on sea dynamics. Geoid can be modeled using the *remove-compute-restore* process, by dividing the geoid component into three, namely long, medium, and short wavelength components. The short wavelength component in the form of DTM data and terrain area is a parameter that affects the accuracy of the geoid. Variations in DTM data and inner and outer grid parameters are applied in this study to see their effect on the accuracy of the geoid. The method of calculating the geoid value uses the *fast fourier transform* algorithm which can calculate the geoid value faster with results that have similarities with direct Stokes integral evaluation. The results of the gravimetric geoid model on the GNSS-leveling validation path from Semarang to Glagah provide the best accuracy value of 13.224 cm. The accuracy value increased to 11.114 cm after fitting to 186 points on the GNSS-leveling validation path. DEMNAS data with inner grid parameters of 3 km and outer grid of 15 km provide the best accuracy value. The resulting geoid model has better accuracy than INAGEOID2020 v2.0.

Kata kunci: fast fourier transform, geoid gravimetrik, pulau jawa, shortwavelength

---

Cara untuk sitasi: Sulaiman, M. N., Anjasmara, I. M., & Putra, W. (2023). Pemodelan geoid gravimetrik Pulau Jawa dengan metode fast fourier transform menggunakan data gayaberat airborne, terestris, dan model geoid global GOCO06s. *Geoid*, 19(1), 131 - 144

---

## Pendahuluan

Geoid merupakan permukaan dasar geodesi fisik yang didefinisikan sebagai permukaan equipotensial yang berhimpit dengan tinggi permukaan laut rata-rata (Heiskanen & Moritz, 1967). Geoid digunakan sebagai alternatif metode GNSS-leveling untuk memperoleh tinggi ortometrik. GNSS (*Global Navigation Satellite System*) merupakan metode pengukuran berbasis satelit untuk memperoleh koordinat tiga dimensi dari suatu posisi di permukaan bumi yang diukur. Koordinat tinggi yang dihasilkan oleh pengukuran GNSS adalah tinggi elipsoid yang merupakan tinggi dari hasil model matematis bentuk bumi sebagai elipsoid. Data tinggi elipsoid tersebut lebih sering dikonversi ke tinggi ortometrik karena tinggi ortometrik merupakan tinggi yang merepresentasikan aliran air dari posisi yang lebih tinggi menuju posisi yang lebih rendah. Maka dari itu tinggi ortometrik banyak digunakan dalam kegiatan pemetaan hingga di bidang perencanaan. Metode untuk memperoleh tinggi ortometrik dengan cara klasik adalah dengan menggunakan sipat datar atau leveling yang mengambil referensi titik nol dari titik pasang surut sebagai titik yang memiliki nilai nol menuju titik yang akan dicari tinggi ortometriknya. Metode klasik tersebut membutuhkan waktu, biaya, dan tenaga yang lebih besar. Sehingga bidang geoid dapat menjadi alternatif yang lebih praktis untuk memperoleh tinggi ortometrik dengan cara menambahkan selisih antara tinggi elipsoid ( $h$ ) dan tinggi ortometrik ( $H$ ) yang disebut sebagai undulasi ( $N$ ) terhadap tinggi elipsoid yang diperoleh dari GNSS seperti pada Persamaan (1) (Featherstone dkk., 1998).

$$H = h - N \quad (1)$$

Badan Informasi Geospasial (BIG) telah melakukan pemodelan geoid di seluruh cakupan wilayah Indonesia yang dikenal dengan INAGEOID2020. INAGEOID2020 sekarang telah memasuki versi kedua (v2.0) dengan beberapa peningkatan dari versi pertama (v1.0) dari segi data yang digunakan. Pembuatan INAGEOID2020 ini sejalan dengan Peraturan Pemerintah No. 45 Tahun 2021 tentang Penyelenggaraan Informasi Geospasial. INAGEOID2020 masih belum mencapai target ketelitian 5 cm untuk perencanaan skala besar (BIG, 2022). Ketelitian model INAGEOID2020 di Pulau Jawa dari jalur validasi Semarang hingga Glagah memberikan nilai sebesar 11,8 cm. Penelitian mengenai pemodelan geoid di Indonesia telah dilakukan oleh Lestari dkk. (2022) yang memperoleh ketelitian hingga 4,4 cm di Jawa bagian tengah; Udama dkk. (2021) yang memperoleh ketelitian hingga 7,1 cm di Bali; Triarahmadhana dkk. (2023) yang memperoleh ketelitian hingga 20,9 cm di Bali; dan Kusuma dkk. (2022) yang memperoleh ketelitian hingga 28,9 cm di Bali.

Geoid dimodelkan dari data gayaberat menjadi tinggi geoid dari formula Stokes seperti pada Persamaan 3. Formula Stokes membutuhkan data gayaberat yang terdistribusi dengan baik dan mencakup keseluruhan bumi untuk memodelkan model geoid secara akurat, namun pada keadaan di lapangan kondisi tersebut sulit untuk dicapai. Sehingga sebagai alternatif dilakukan pembagian sinyal geoid menjadi tiga komponen yakni komponen gelombang panjang (informasi global dari satelit gravimetri), menengah (informasi regional dari data terestris dan *airborne*), dan pendek (informasi lokal dari model topografi) (Pahlevi dkk., 2015).

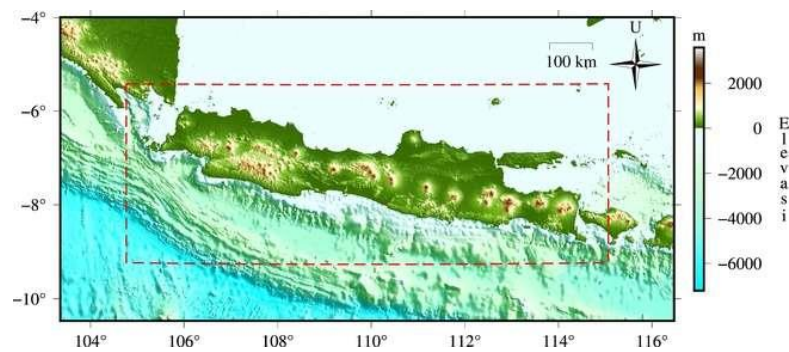
Nilai anomali gayaberat yang digunakan dalam perhitungan formula Stokes merupakan anomali gayaberat residu. Anomali gayaberat residu merupakan anomali gayaberat yang tidak lagi terpengaruh oleh efek gelombang panjang dan pendek dari gayaberat observasi. Perhitungan formula Stokes menggunakan anomali gayaberat residu akan mengurangi adanya eror numerik (*numerical error*) pada formula Stokes (Sjöberg, 2005). Komponen gelombang pendek sebagai salah satu komponen reduksi anomali gayaberat direpresentasikan oleh data *terrain* dari DTM (*Digital Terrain Model*). Pulau Jawa memiliki topografi yang sangat bervariasi dari gunung hingga lautannya, sehingga data *terrain* yang sesuai dibutuhkan untuk dapat merepresentasikan topografi Pulau Jawa dengan baik. Penelitian mengenai variasi data *terrain* sebagai representasi topografi pada hasil geoid telah dilakukan oleh Tziavos dkk. (2010) yang melakukan asesmen data DTM pada berbagai kondisi topografi; Perdana & Heliani (2017) yang melakukan asesmen berbagai data DTM untuk model geoid lokal; dan Jalal dkk (2019) yang menyatakan bahwa data DTM dan area *terrain* merupakan faktor paling berpengaruh pada hasil akurasi model geoid setelah kualitas dan sebaran data gayaberat.

Penelitian ini memiliki fokus utama pada analisis pengaruh komponen gelombang pendek pada proses pemodelan geoid di Pulau Jawa. Pengaruh komponen gelombang pendek dianalisis dari segi variasi data *terrain* dan parameter *inner grid* dan *outer grid* ketika komputasi efek topografi. Komponen gelombang panjang yang dipakai adalah GOCO06s yang memiliki tingkat ketelitian yang lebih baik daripada model GGM lainnya (Jiang dkk., 2020; Ariff dkk., 2021). Evaluasi formula Stokes yang digunakan pada perhitungan geoid residu menggunakan algoritma *1D-Fast Fourier Transform* (1D-FFT) dengan kernel Stokes modifikasi Wong-Gore, yang memberikan nilai ketelitian lebih baik dibandingkan dengan evaluasi formula Stokes lain (Grigoriadis dkk., 2021; Sideris & She, 1995; Claessens & Filmer, 2020).

## Data dan Metode

Penelitian ini menggunakan data gayaberat dari *airborne*, terestris, GGMplus, dan DTU17, untuk data DEM digunakan tiga variasi, dan komponen gelombang panjang menggunakan GOCO06s.

Lokasi penelitian terletak di Pulau Jawa yang berada pada  $5^{\circ}25'00'' - 9^{\circ}14'00''$ LS dan  $104^{\circ}46'00'' - 115^{\circ}4'00''$ BT (ditunjukkan pada garis putus-putus merah pada Gambar 1). Pulau Jawa berbatasan dengan Laut Jawa di utara, Samudra Hindia di selatan, Selat Sunda di barat, dan Selat Bali di Timur.



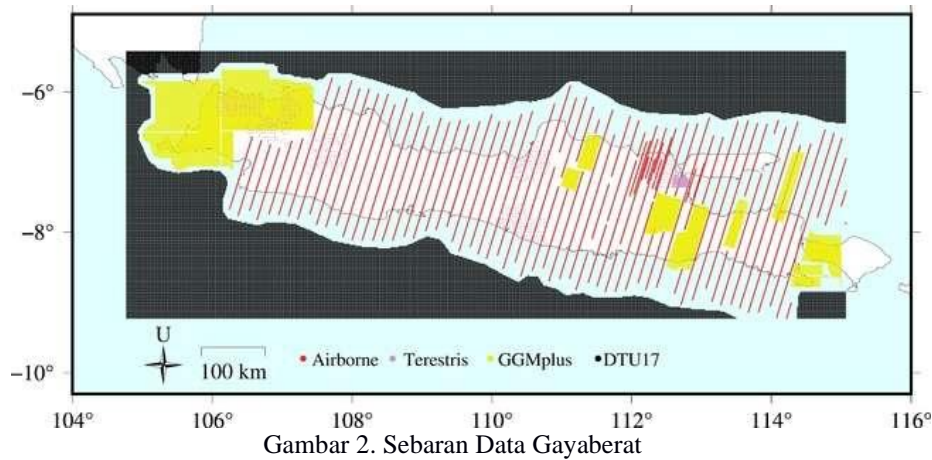
Gambar 1. Lokasi Penelitian

Data yang digunakan dalam penelitian adalah data gayaberat terestris dan data gayaberat *airborne* dari survei BIG, GGMplus (Hirt dkk., 2013), DTU17 (Andersen & Knudsen, 2020), data *terrain* SRTM15+ (Tozer dkk., 2019), SRTM 1 *arc-second*, DEMNAS, BATNAS, data *global geopotential model* (GGM) atau model geopotensial global GOCO06s (Kvas dkk., 2019), dan data GNSS-leveling sepanjang Semarang-Glagah. Perangkat lunak dan program yang digunakan pada penelitian ini adalah GRAVSOFIT (Forsberg & Tscherning, 2014) dan GMT (Generic Mapping Tools) (Wessel dkk., 2019).

Data gayaberat terestris dan GGMplus dilakukan perhitungan dari nilai observasi menjadi nilai anomali *free-air* atau *free-air anomaly* (FAA), sedangkan nilai data gayaberat *airborne* dan DTU17 telah berupa nilai FAA. Data FAA GGMplus dan DTU17 digunakan untuk mengisi kekosongan data pada *frame* perhitungan, karena dibutuhkan data anomali gayaberat dengan sebaran yang rapat untuk dapat memodelkan geoid dengan lebih baik (Pahlevi dkk., 2015). Sebaran data FAA yang digunakan dalam penelitian ini dapat dilihat pada Gambar 2. Data pada Gambar 2 dilakukan *gridding* dengan GMT menggunakan *tensioned spline* 0,25 (Claessens & Filmer, 2020) dengan resolusi 5 km x 5 km untuk perhitungan menggunakan metode FFT yang membutuhkan data yang berupa *grid*. Data GGM GOCO06s menggunakan derajat maksimumnya yakni derajat 300 sebagai perhitungan komponen gelombang panjang.

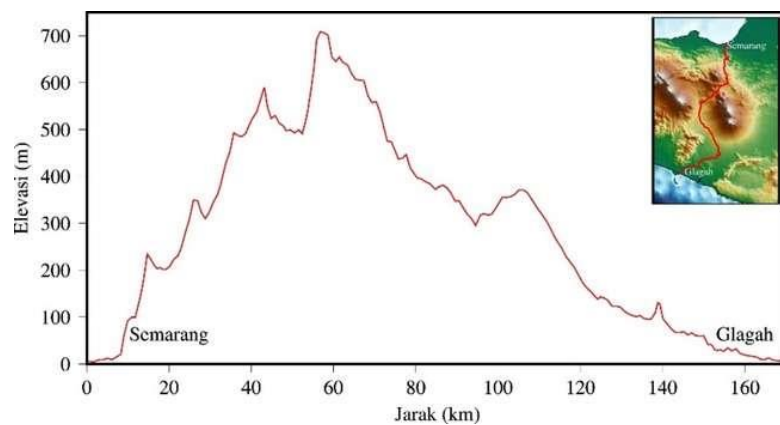
Data DTM yang digunakan memiliki cakupan 5 derajat lebih dari area penelitian (Matsuo & Kuroishi, 2020). Variasi DTM pada penelitian ini memiliki tiga variasi. Variasi pertama adalah variasi A dengan DTM dari SRTM15+. Variasi kedua adalah variasi B dengan DTM dari SRTM 1 *arc-second* untuk data *terrain* di darat dan SRTM15+ untuk data *terrain* di laut (Lestari dkk., 2022). Variasi ketiga adalah variasi C dengan DTM dari DEMNAS untuk data *terrain* di darat dan BATNAS untuk data *terrain* di laut. Setiap variasi data DTM

tersebut dibagi menjadi data *detailed (fine) grid*, *coarse grid*, dan *reference grid*, dengan resolusi masing-masing 15", 30", dan 6'.



Gambar 2. Sebaran Data Gayaberat

Data GNSS-leveling sebanyak 186 titik digunakan sebagai validasi hasil model geoid gravimetrik yang telah dibuat. Jalur validasi GNSS-leveling melewati permukaan topografi yang bervariasi, dari pesisir utara Pulau Jawa di Semarang membelah daerah gunung di tengah Jawa hingga berakhir di pesisir selatan Pulau Jawa di Glagah. Visualisasi jalur GNSS-leveling beserta topografi yang dilewati ditampilkan pada Gambar 3.

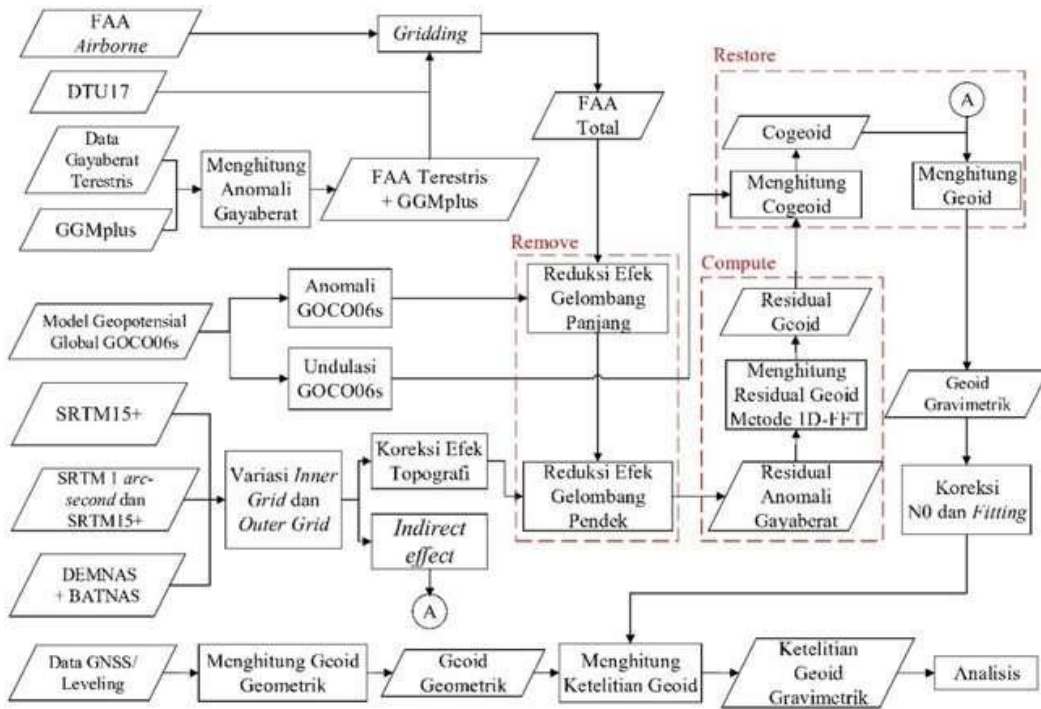


Gambar 3. Jalur GNSS-leveling

Penelitian ini memiliki alur proses pengolahan seperti pada Gambar 4. Proses utama pemodelan geoid terletak pada proses *remove-compute-restore*. Proses *remove* dilakukan untuk mereduksi komponen gelombang panjang melalui anomali gayaberat GGM ( $\Delta g_{GGM}$ ) dan komponen gelombang pendek melalui koreksi efek topografi dengan *residual terrain modelling* ( $\Delta g_{RTM}$ ), hasil dari proses ini merupakan anomali gayaberat residu ( $\Delta g_{RES}$ ). Proses *compute* menghitung nilai anomali gayaberat residu menjadi geoid residu ( $N_{RES}$ ) menggunakan formula Stokes yang dievaluasi dengan algoritma 1D-FFT. Proses *restore* menambahkan kembali komponen gelombang panjang dan pendek yang telah direduksi, komponen gelombang panjang berupa undulasi dari GGM ( $N_{GGM}$ ) dan komponen gelombang pendek berupa indirect effect ( $N_{RTM}$ ). Proses *remove* dan *restore* dituliskan pada Persamaan (2) dan (3) (Forsberg & Tscherning, 2014; Yu-Shen & Hwang, 2010; Omang & Forsberg, 2000).

$$\Delta g_{RES} = \Delta g_{FAA} - \Delta g_{GGM} - \Delta g_{RTM} \quad (2)$$

$$N_{GRAV} = N_{RES} + N_{GGM} + N_{RTM} \quad (3)$$

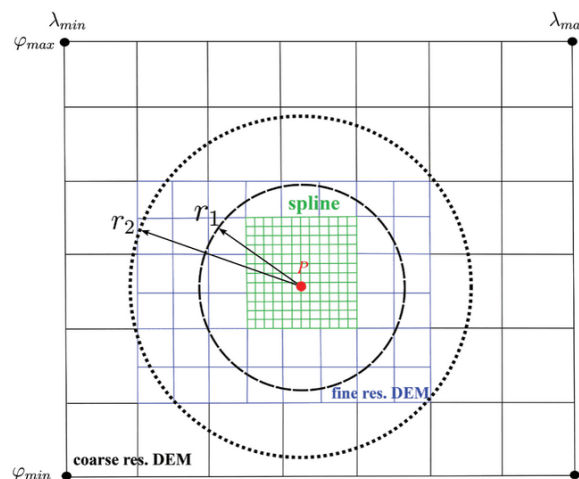


Gambar 4. Diagram Alir Penelitian

Eksansi *spherical harmonic* digunakan untuk menghitung nilai komponen gelombang panjang dalam bentuk anomali gayabarat ( $\Delta g_{GGM}$ ) dan geoid ( $N_{GGM}$ ). Persamaan ekspansi spherical harmonic tersebut dituliskan dalam Persamaan (4) dan (5) (Torge, 2001).

$$\Delta g_{GGM}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^2} \sum_{l=2}^{\infty} (l-1) \left(\frac{a}{r}\right)^l \sum_{m=0}^l (\Delta \bar{C}_{lm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{lm} \sin m\lambda) \bar{P}_{lm}(\cos \varphi) \quad (4)$$

$$N_{GGM}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{l=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^l \sum_{m=0}^l (\Delta \bar{C}_{lm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{lm} \sin m\lambda) \bar{P}_{lm}(\cos \varphi) \quad (5)$$



Gambar 5. Inner Grid dan Outer Grid

Pada parameter *remove* dan *restore* terutama pada perhitungan komponen gelombang pendek terdapat parameter *inner* dan *outer grid* (Forsberg & Tscherning, 2014). Parameter *inner* dan *outer grid* mengakomodasi efek elemen massa di dekat titik komputasi, di mana semakin jauh jarak dari titik komputasi

maka kontribusi massa dalam gayaberat akan berkurang secara bertahap (Kane, 1962). Data DTM digunakan untuk perhitungan *inner grid* hingga radius  $r_1$  menggunakan *detailed grid* dan *outer grid* hingga radius  $r_2$  menggunakan *coarse grid* (Forsberg & Tscherning, 2014). Visualisasi dari *inner grid* dan *outer grid* dapat dilihat pada Gambar 5.

Nilai *inner grid* kurang dari 6 km sudah cukup untuk memperoleh presisi 0,1 mGal pada koreksi *terrain* (Ismail, 2016). Variasi nilai *inner* dan *outer grid* yang dilakukan pada penelitian ini adalah 3 km & 6 km (variasi 1) dan 3 km & 15 km (variasi 2). Parameter *inner* dan *outer grid* digunakan dalam perhitungan komponen gelombang pendek yang berupa anomali gayaberat ( $\Delta g_{RTM}$ ) dan indirect effect ( $N_{RTM}$ ). *Residual terrain modelling* digunakan sebagai metode perhitungan kontribusi komponen gelombang pendek yang dituliskan pada Persamaan (6) dan (8) (Omang & Forsberg, 2000).

$$\Delta g_{RTM} = 2\pi G\rho(h - h_{ref}) - cp \quad (6)$$

$$cp = G\rho \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{h_p}^h \left( \frac{z - h_p}{r^3} \right) dz dy dx \quad (7)$$

$$N_{RTM} = \frac{G\rho(h - h_{ref})}{\gamma} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{r_0} dx dy \quad (8)$$

dengan  $G$  merupakan konstanta gravitasi,  $\rho$  merupakan densitas massa,  $r$  merupakan jarak,  $h$  merupakan tinggi topografi.

Tahap perhitungan geoid residu dari anomali gayaberat residu dilakukan menggunakan integral Stokes seperti pada Persamaan (9). Integral Stokes dievaluasi menggunakan algoritma 1D-FFT seperti pada Persamaan (10) untuk perhitungan yang cepat dengan hasil yang sama dengan menggunakan evaluasi integral Stokes secara langsung menggunakan *direct numerical integration* atau *point wise*. Kernel Stokes modifikasi Wong-Gore ( $\tilde{S}_{WG}$ ) digunakan pada algoritma 1D-FFT untuk mengurangi eror sistematis derajat polinomial rendah (Rabehi dkk., 2012).

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma_0} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma \quad (9)$$

$$N_{\varphi_p}(\lambda_p) = \frac{R\Delta\varphi\Delta\lambda}{4\pi\gamma_0} F_1^{-1} \left\{ \sum_{\varphi_q=\varphi_1}^{\varphi_n} F_1(S_{\varphi}(\Delta\lambda_{pq})F_1(\Delta g_{cos})) \right\} \quad (10)$$

$$\tilde{S}_{WG}(p, \psi) = S(\psi) - \sum_{n=2}^p \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos\psi) \quad (11)$$

dengan  $R$  merupakan rata-rata jari-jari bumi,  $\gamma_0$  merupakan gayaberat normal rata-rata,  $S(\psi)$  merupakan kernel Stokes,  $d\sigma$  merupakan *spherical surface element*,  $P_n(\cos\psi)$  merupakan polinomial Legendre derajat  $n$ ,  $F_1$  merupakan transformasi Fourier 1D,  $F_1^{-1}$  merupakan inversi Fourier 1D, dan  $\Delta g_{cos}$  merupakan  $\Delta g_{\varphi}(\Delta\lambda)\cos\varphi_q$ .

Model geoid gravimetrik yang dihasilkan dikoreksi dengan bias posisi geoid terhadap elipsoid normal, yakni koreksi *zero-degree* ( $N_0$ ). Koreksi yang diterapkan ditulis pada Persamaan (12) (Kirby & Featherstone, 1997).

$$N_0 = \frac{GM_G - GM_E}{r\gamma} - \frac{W_0 - U}{\gamma} \quad (12)$$

dengan  $GM_G$  merupakan konstanta gravitasi dari GGM GOCO06s ( $3,986004415 \times 10^{14} \text{ m}^3\text{s}^{-2}$ ) (Kvas dkk., 2019),  $GM_E$  merupakan konstanta gravitasi dari elipsoid referensi GRS80 ( $3,986005 \times 10^{14} \text{ m}^3\text{s}^{-2}$ ) (Moritz, 1988),  $W_0$  merupakan potensial gayaberat pada permukaan geoid ( $62.636.853,4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ) (Moritz, 1988),  $U$

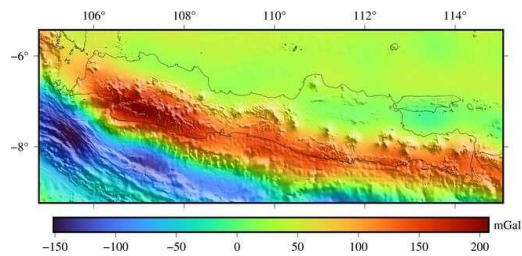
merupakan potensial gayaberat normal pada permukaan elipsoid normal ( $62.636.860,85 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ) (Moritz, 1988),  $r$  merupakan jarak radial geosentrik (6378137 m) (Moritz, 1988), dan  $\gamma$  merupakan nilai gayaberat normal pada lintang rata-rata Pulau Jawa yakni  $7,5^\circ \text{ LS}$  ( $9,781189417 \text{ ms}^{-2}$ ). Nilai  $N_0$  yang diperoleh dari perhitungan adalah  $-0,176 \text{ m}$  yang kemudian ditambahkan terhadap hasil model geoid gravimetrik

## Hasil dan Pembahasan

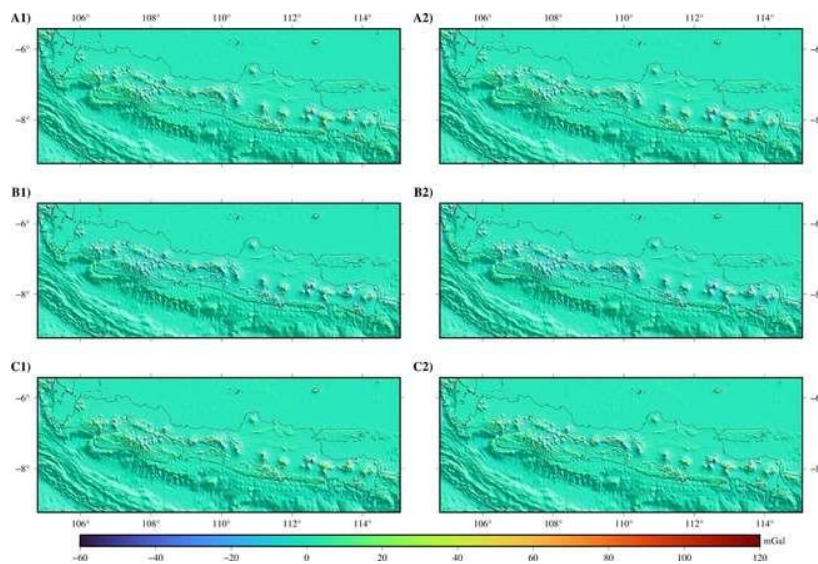
Model geoid yang dihasilkan terdapat tiga jenis, yakni model geoid gravimetrik, model geoid gravimetrik N0, dan model geoid gravimetrik N0 Fit (*fitting*). Model geoid tersebut dilakukan komparasi dengan data GNSS-leveling untuk melihat ketelitian dari setiap model.

### 1. Hasil Komponen Model Geoid

Geoid dimodelkan dari tiga komponen gelombang, yakni komponen gelombang pendek, menengah, dan panjang. Komponen yang digunakan untuk proses *remove* ditampilkan pada Gambar 6 untuk komponen gelombang panjang dari GOCO06s dan Gambar 7 untuk komponen gelombang pendek dari tiap variasi DTM dengan kode A,B,C beserta *inner* dan *outer grid* dengan kode 1, 2.



Gambar 6.  $\Delta g_{GGM}$

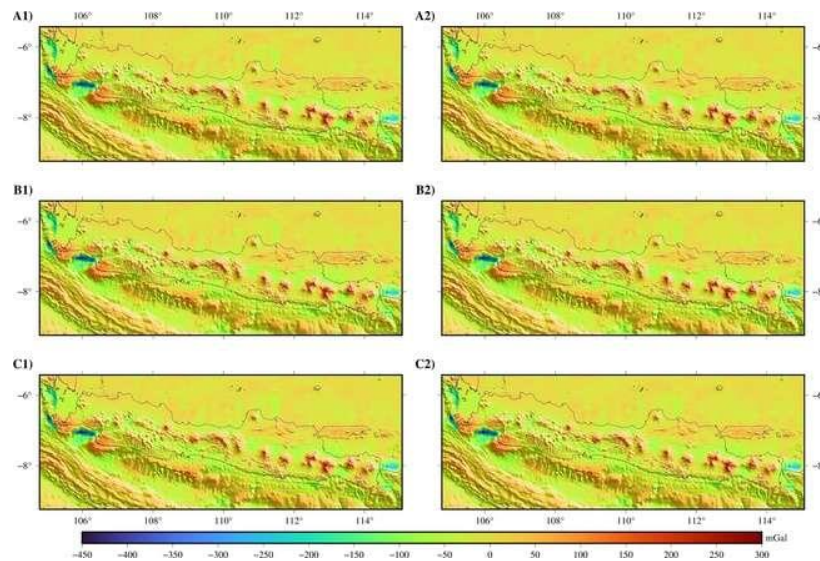


Gambar 7.  $\Delta g_{RTM}$

Komponen gelombang panjang dan pendek digunakan sebagai reduksi nilai anomali gayaberat, diperoleh nilai anomali gayaberat residu seperti pada Tabel 1 dan visualisasinya pada Gambar 8. Proses penghilangan kontribusi komponen gelombang panjang dan pendek pada FAA total menghasilkan anomali gayaberat residu yang lebih halus atau *smooth* dibuktikan dengan nilai rata-rata dan standar deviasi yang menurun secara signifikan dari statistik FAA total awal.

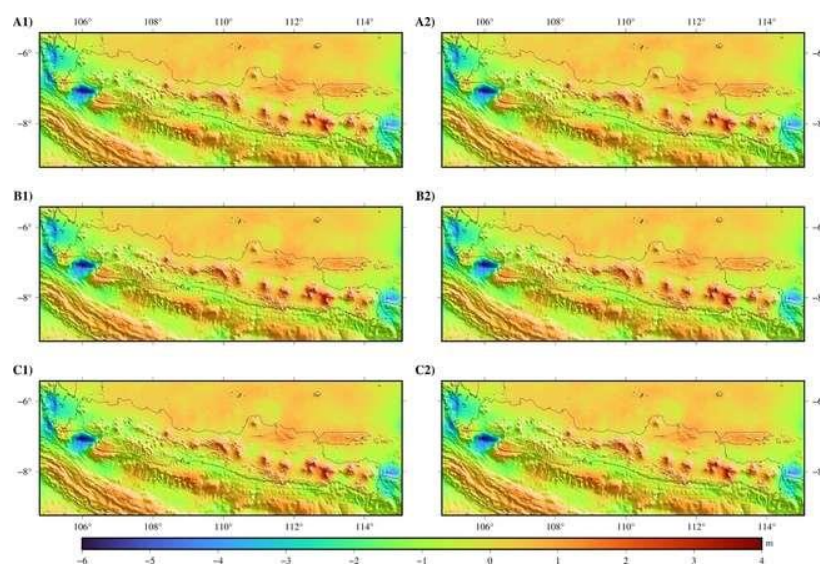
Tabel 1. Statistik Nilai Anomali Gayaberat

Komponen	Statistik (mGal)			
	Max	Min	Mean	STD
$\Delta g_{FAA}$	365,810	-439,858	32,406	76,605
$\Delta g_{FAA} - \Delta g_{GGM}$	264,116	-427,942	-2,918	37,807
(A1) $\Delta g_{FAA} - \Delta g_{GGM} - \Delta g_{RTM}$	261,874	-420,224	-3,462	37,091
(B1) $\Delta g_{FAA} - \Delta g_{GGM} - \Delta g_{RTM}$	270,176	-420,224	-2,843	37,452
(C1) $\Delta g_{FAA} - \Delta g_{GGM} - \Delta g_{RTM}$	258,205	-417,789	-3,409	37,089
(A2) $\Delta g_{FAA} - \Delta g_{GGM} - \Delta g_{RTM}$	262,281	-420,010	-3,412	37,085
(B2) $\Delta g_{FAA} - \Delta g_{GGM} - \Delta g_{RTM}$	270,965	-420,009	-2,789	37,452
(C2) $\Delta g_{FAA} - \Delta g_{GGM} - \Delta g_{RTM}$	258,875	-417,622	-3,347	37,081



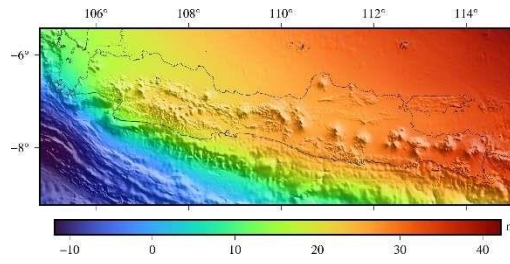
Gambar 8. Anomali Gayaberat Residu

Anomali gayaberat residual yang diperoleh kemudian dihitung menggunakan algoritma 1D-FFT sehingga diperoleh geoid residu yang divisualisasikan pada Gambar 9. Geoid residu yang diperoleh kemudian ditambahkan kembali atau proses *restore* terhadap komponen gelombang panjang ( $N_{GGM}$ ) dan pendek ( $N_{RTM}$ ) yang telah dihilangkan sebelumnya. Visualisasi tiap komponen dapat ditampilkan pada Gambar 10 dan Gambar 11.

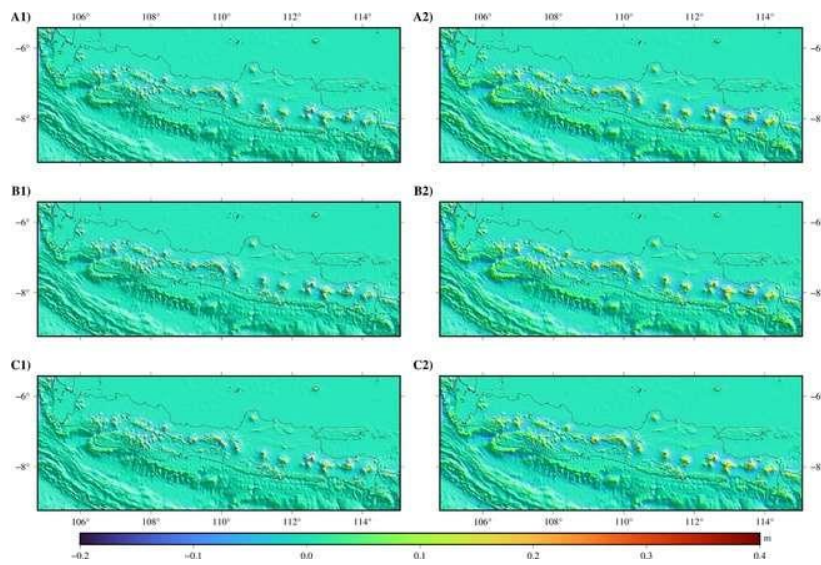


Gambar 9. Geoid Residu





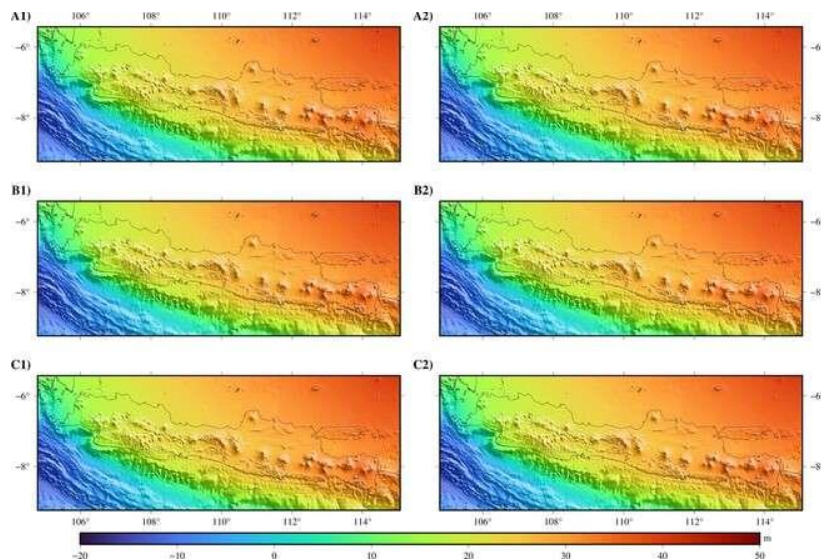
Gambar 10.  $N_{GGM}$



Gambar 11. *Indirect Effect ( $N_{RTM}$ )*

## 2. Model Geoid

Model geoid yang dihasilkan terdapat tiga variasi, yakni model Geoid Gravimetrik (Gambar 12), Geoid Gravimetrik N0, dan Geoid Gravimetrik N0 Fit. Statistik lengkap dari validasi geoid gravimetrik dengan geoid geometrik dapat dilihat pada Tabel 2, Tabel 3, dan Tabel 4.



Gambar 12. Model Geoid Gravimetrik

Hasil model geoid gravimetrik yang memiliki nilai ketelitian terbaik yakni 13,224 cm merupakan model geoid yang dibentuk dari variasi DTM DEMNAS dengan *inner grid* 3 km dan *outer grid* 15 km. Nilai ketelitian model geoid tidak terpengaruhi setelah nilai *zero-degree* dikoreksikan terhadap model geoid gravimetrik yang dihasilkan. Namun terlihat pada grafik Gambar 13 bahwa nilai geoid gravimetrik mengalami pergeseran, dengan nilai tepatnya adalah -0,176 m dari nilai awal. Nilai ketelitian meningkat setelah dilakukan *fitting* terhadap 186 titik GNSS-leveling, menjadi 11,114 cm dari variasi yang sama.

Tabel 2. Statistik Model Geoid Gravimetrik

Variasi	Statistik (cm)			
	Max	Min	Mean	STD
A1	32,150	-31,918	-3,156	13,957
A2	31,336	-29,537	-3,305	13,912
B1	24,536	-44,658	-13,211	15,160
B2	23,829	-41,812	-13,192	15,131
C1	31,993	-31,136	-1,928	13,312
C2	31,650	-28,118	-1,590	13,224

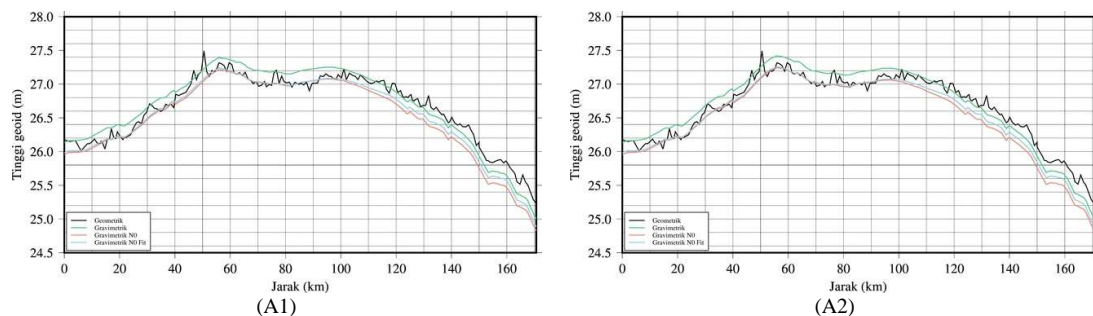
Tabel 3. Statistik Model Geoid Gravimetrik N0

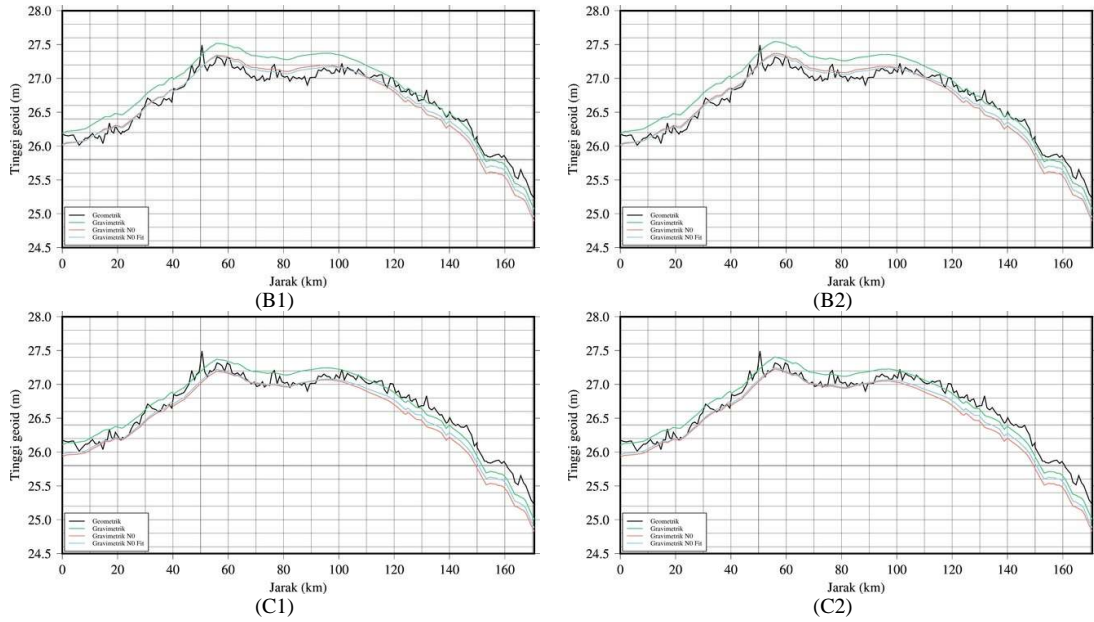
Variasi	Statistik (cm)			
	Max	Min	Mean	STD
A1	49,750	-14,318	14,444	13,957
A2	48,936	-11,937	14,295	13,912
B1	42,136	-27,058	4,389	15,160
B2	41,429	-24,212	4,408	15,131
C1	49,593	-13,536	15,672	13,312
C2	49,250	-10,518	16,010	13,224

Tabel 4. Statistik Model Geoid Gravimetrik N0 Fit

Variasi	Statistik (cm)			
	Max	Min	Mean	STD
A1	41,643	-14,624	10,603	11,428
A2	41,037	-13,140	10,526	11,357
B1	34,195	-23,492	3,103	11,696
B2	34,329	-21,283	3,311	11,726
C1	42,965	-14,033	11,779	11,199
C2	42,039	-11,625	12,072	11,114

Berdasarkan Tabel 4 variasi DTM yang memiliki nilai ketelitian paling bagus adalah variasi C sedangkan DTM dengan nilai ketelitian paling buruk adalah variasi B. Sedangkan variasi *inner grid* 3 km dan *outer grid* 15 km memiliki nilai ketelitian lebih baik daripada *inner grid* 3 km dan *outer grid* 6 km.





Gambar 13. Perbandingan Geoid Geometrik dan Gravimetrik

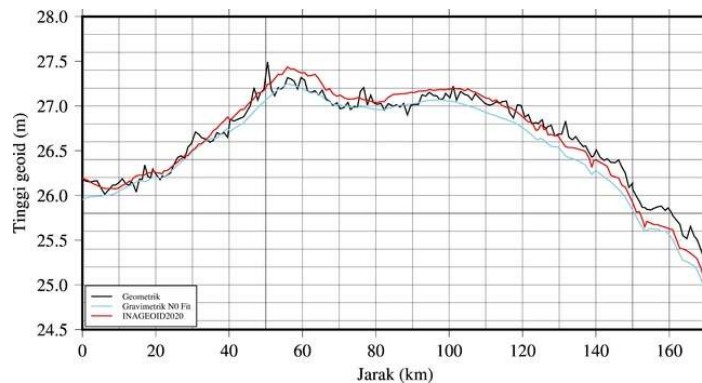
Grafik pada Gambar 13 menunjukkan bahwa koreksi *zero-degree* pada model geoid gravimetrik menyebabkan menurunnya nilai geoid gravimetrik. Grafik menurun karena koreksi *zero-degree* yang diterapkan memiliki nilai negatif. Selanjutnya *fitting* geoid gravimetrik yang telah terkoreksi N0 mempengaruhi ketelitian nilai geoid gravimetrik dan grafik yang terlihat menjadi lebih *fit* atau lebih berimpit terhadap grafik validasi GNSS-leveling.

### 3. Perbandingan dengan INAGEOID2020 v2.0

Model geoid gravimetrik terbaik yakni C2 dilakukan perbandingan dengan model geoid INAGEOID2020 v2.0 terhadap jalur validasi GNSS-leveling. Statistik perbandingan dapat dilihat pada Tabel 5 dan grafik perbandingannya pada Gambar 14.

Tabel 5. Statistik Model Geoid C2 dan INAGEOID2020 v2.0

Geoid	Statistik (cm)			
	Max	Min	Mean	STD
C2 N0 Fit	42,039	-11,625	12,072	11,114
INAGEOID2020 v2.0	30,10	-24,26	0,79	11,81



Gambar 14. Perbandingan Geoid C2 N0 Fit dan INAGEOID2020 v2.0

Berdasarkan grafik pada Gambar 14 terlihat bahwa model geoid C2 lebih berimpit terhadap grafik validasi GNSS-leveling daripada model geoid INAGEOID2020 v2.0 dari BM Pasut di Semarang hingga Kecamatan Muntilan di Kabupaten Magelang. Setelah dari Kecamatan Muntilan, grafik model geoid C2 mulai menjauh dari grafik GNSS-leveling dibandingkan dengan INAGEOID2020 v2.0. Namun secara keseluruhan dari Tabel 5, model geoid C2 memberikan nilai ketelitian yang lebih baik daripada INAGEOID2020 v2.0 dengan selisih 7 mm.

## Kesimpulan

Komponen gelombang pendek pada proses pemodelan geoid mempengaruhi nilai ketelitian dari model geoid gravimetrik yang dihasilkan. Variasi komponen gelombang pendek dipilih dari jenis data DTM dan nilai parameter *inner grid* dan *outer grid* yang digunakan. Jenis data DTM yang menghasilkan nilai ketelitian geoid gravimetrik paling bagus adalah DEMNAS dibandingkan dengan data DTM yang lain yakni SRTM15+ dan SRTM 1 *arc-second* kombinasi dengan SRTM15+. Sedangkan parameter *inner grid* 3 km dan *outer grid* 15 km memberikan nilai ketelitian geoid gravimetrik yang lebih bagus dibandingkan dengan menggunakan *inner grid* 3 km dan *outer grid* 6 km. Model geoid terbaik dihasilkan dari data DTM DEMNAS dan parameter *inner grid* 3 km dan *outer grid* 15 km dengan nilai ketelitian 11,114 cm. Nilai tersebut 7 mm lebih baik daripada ketelitian yang dihasilkan dari INAGEOID2020 v2.0.

## Ucapan Terimakasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Pusat Jaring Kontrol Geodesi dan Geodinamika – Badan Informasi Geospasial selaku penyedia data gayaberat terestris, *airborne*, dan validasi GNSS-leveling di Pulau Jawa. Penulis juga menyampaikan terima kasih kepada Forsberg & Tscherning atas perangkat lunak GRAVSOFTE.

## Daftar Pustaka

- Andersen, O. B., & Knudsen, P. (2020). The DTU17 global marine gravity field: First validation results. In Fiducial Reference Measurements for Altimetry: Proceedings of the International Review Workshop on Satellite Altimetry Cal/Val Activities and Applications (pp. 83-87). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2019\\_65](https://doi.org/10.1007/1345_2019_65)
- Ariff, N. S. E., Olesen, A. K., Yaacob, N. M., & Sulaiman, S. A. H. (2021). Evaluation of gravity anomaly and geoid height derived from various global geopotential model. 2021 IEEE 12th Control and System Graduate Research Colloquium (ICSGRC), 34-39. <https://doi.org/10.1109/ICSGRC53186.2021.9515205>
- Badan Informasi Geospasial (BIG). (2022). Dokumen teknis INAGEOID2020 V2.0.
- Claessens, S. J., & Filmer, M. S. (2020). Towards an International Height Reference System: insights from the Colorado geoid experiment using AUSGeoid computation methods. *Journal of geodesy*, 94(5), 52. <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01379-3>
- Featherstone, W. E., Dentith, M. C., & Kirby, J. F. (1998). Strategies for the accurate determination of orthometric heights from GPS. *Survey review*, 34(267), 278-296. <https://doi.org/10.1179/sre.1998.34.267.278>
- Forsberg, R., & Tscherning, C. C. (2014). GRAVSOFTE: Geodetic gravity field modelling programs.
- Grigoriadis, V. N., Vergos, G. S., Barzaghi, R., Carrion, D., & Koç, Ö. (2021). Collocation and FFT-based geoid estimation within the Colorado 1 cm geoid experiment. *Journal of Geodesy*, 95, 1-18. <https://doi.org/10.1007/s00190-021-01507-7>
- Heiskanen, W. A., & Moritz, H. (1967). *Physical geodesy*. Freeman.
- Hirt, C., Claessens, S., Fecher, T., Kuhn, M., Pail, R., & Rexer, M. (2013). New ultrahigh-resolution picture of Earth's gravity field. *Geophysical research letters*, 40(16), 4279-4283. <http://doi.org/10.1002/grl.50838>
- Ismail, Z. (2016). Détermination de l'exactitude d'un géoïde gravimétrique (Doctoral dissertation, Université Paris sciences et lettres).

- Jalal, S. J., Musa, T. A., Din, A. H. M., Aris, W. A. W., Shen, W., & Pa'suya, M. F. (2019). Influencing factors on the accuracy of local geoid model. *Geodesy and geodynamics*, 10(6), 439-445. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.07.003>
- Jiang, T., Dang, Y., & Zhang, C. (2020). Gravimetric geoid modeling from the combination of satellite gravity model, terrestrial and airborne gravity data: a case study in the mountainous area, Colorado. *Earth, Planets and Space*, 72(1), 1-15. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01287-y>
- Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462. <https://doi.org/10.1190/1.1439044>
- Kirby, J. F., & Featherstone, W. E. (1997). A study of zero-and first-degree terms in geopotential models over Australia. *Geomatics Research Australasia*, 93-108.
- Kusuma, M. R. P., Anjasmara, I. M., & Pahlevi, A. M. (2022). Pembuatan Model Geoid Lokal Menggunakan Data Gayaberat Airborne dan Model Geoid Global (EGM2008)(Studi Kasus: Pulau Bali). *Geoid*, 18(1), 185-196. <http://dx.doi.org/10.12962/j24423998.v18i1.13900>
- Kvas, A., Mayer-Gürr, T., Krauss, S., Brockmann, J. M., Schubert, T., Schuh, Wolf-Dieter., Pail, R., Gruber, T., Jäggi, A., & Meyer, U. (2019). The satellite-only gravity field model GOCO06s. *GFZ Data Services*. <https://doi.org/10.5880/ICGEM.2019.002>
- Lestari, R., Bramanto, B., Prijatna, K., Pahlevi, A. M., Putra, W., Sidrotul Muntaha, R. I., & Ladivanov, F. (2022). Local geoid modeling in the central part of java, Indonesia, using terrestrial-based gravity observations. *Geodesy and Geodynamics*. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.11.007>
- Matsuo, K., & Kuroishi, Y. (2020). Refinement of a gravimetric geoid model for Japan using GOCE and an updated regional gravity field model. *Earth, Planets and Space*, 72(1), 1-18. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01158-6>
- Moritz, H. (1988). Geodetic reference system 1980. *Bulletin géodésique*, 62(3), 348-358.
- Omang, O. C. D., & Forsberg, R. (2000). How to handle topography in practical geoid determination: three examples. *Journal of Geodesy*, 74, 458-466. <https://doi.org/10.1007/s001900000107>
- Pahlevi, A. M., Pangastuti, D., Sofia, N., Kasenda, A., & Prijatna, K. (2015). Determination of gravimetric geoid model in Sulawesi–Indonesia. *Proceeding of FIG Conference*.
- Perdana, A. D. P., & Heliani, L. S. (2017, August). Evaluation of global geopotential model and digital terrain model to the accuracy of local geoid model: Case study in work field of PT Pertamina EP Asset 4 Field Cepu. In 2017 7th International Annual Engineering Seminar (InAES) (pp. 1-6). IEEE. <https://doi.org/10.1109/INAES.2017.8068576>
- Rabehi, N., Belhadj, A., & Terbeche, M. (2012). Stokes's Kernel Modifications. *FIG Working Week 2012*.
- Sánchez, L., Dayoub, N., Cunderlík, R., Minarechová, Z., Mikula, K., Vatrt, V., & Síma, Z. (2015). Report of joint working group 0.1. 1: vertical datum standardization (JWG 0.1. 1). In: Drewes H., Hornik H.(Eds.) *Travaux de l'AIG 39, IAG Reports 2011-2015*.
- Sideris, M. G., & She, B. B. (1995). A new, high-resolution geoid for Canada and part of the US by the 1D-FFT method. *Bulletin géodésique*, 69, 92-108. <https://doi.org/10.1007/BF00819555>
- Sjöberg, L. E. (2005). A discussion on the approximations made in the practical implementation of the remove–compute–restore technique in regional geoid modelling. *Journal of Geodesy*, 78, 645-653. <https://doi.org/10.1007/s00190-004-0430-1>
- Triarahmadhana, B., Heiani, L. S., & Putra, W. (2023). Pemodelan Quasigeoid Lokal Bali dari Data Gayaberat Teristris Menggunakan Formula Hotine. *Geoid*, 18(2), 197-207. <http://dx.doi.org/10.12962/j24423998.v18i2.14313>
- Torge, W. (2001). *Geodesy*. Walter de Gruyter.
- Tozer, B., Sandwell, D. T., Smith, W. H., Olson, C., Beale, J. R., & Wessel, P. (2019). Global bathymetry and topography at 15 arc sec: SRTM15+. *Earth and Space Science*, 6(10), 1847-1864. <https://doi.org/10.1029/2019EA000658>
- Tziavos, I. N., Vergos, G. S., & Grigoriadis, V. N. (2010). Investigation of topographic reductions and aliasing effects on gravity and the geoid over Greece based on various digital terrain models. *Surveys in geophysics*, 31, 23-67. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9085-z>
- Udama, Z. A., Anjasmara, I. M., Pahlevi, A. M., & Osman, A. S. M. (2021, December). Geoid Modelling of Kalimantan Island using Airborne Gravity Data and Global Geoid Model (EGM2008). In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 936, No. 1, p. 012029). IOP Publishing. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/936/1/012029>

- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F., & Tian, D. (2019). The Generic Mapping Tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 5556–5564. <https://doi.org/10.1029/2019GC008515>
- Yu-Shen, H., & Hwang, C. (2010). Topography-assisted downward continuation of airborne gravity: an application for geoid determination in Taiwan. *TAO: Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 21(4), 6. [https://doi.org/10.3319/TAO.2009.07.09.01\(T\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2009.07.09.01(T))



This article is licensed under a [Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International License](https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/).