



Pengaruh Densitas Topografi terhadap Ketelitian Model Geoid (Studi Kasus Pulau Sulawesi)

(The Influence of Topographic Density on the Accuracy of Geoid Model (Case Study of Sulawesi Island))

Leni Sophia Heliani, Hendra Noviantara

Departemen Teknik Geodesi, FT-UGM, Yogyakarta, Indonesia

Penulis Korespondensi: Leni Sophia Heliani | **Email:** lheliani@ugm.ac.id

Diterima (Received): 03/Dec/2024 Direvisi (Revised): 23/Dec/2024 Diterima untuk Publikasi (Accepted): 24/Dec/2024

ABSTRAK

Penentuan model geoid teliti penting untuk mendapatkan tinggi ortometrik dari tinggi *Global Navigation Satellite System (GNSS)*. Salah satu faktor yang mempengaruhi ketelitian model geoid adalah densitas topografi. Umumnya, penentuan model geoid pada formula Stokes menggunakan densitas massa standar sebesar 2670 kg/m^3 . Namun, densitas topografi sesungguhnya bervariasi. Saat ini, tersedia model densitas global, salah satunya yang dibuat *University of New Brunswick (UNB)* dengan resolusi $30''$. Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis pengaruh penggunaan densitas topografi dari densitas standar dan model global UNB terhadap ketelitian model geoid yang dihasilkan. Pemodelan geoid menggunakan metode *Kungliga Tekniska Högskolan (KTH)*, dengan studi kasus Pulau Sulawesi, salah satu pulau yang memiliki variasi topografi yang sangat tinggi. Hasil validasi menggunakan data *co-site GNSS-levelling* menunjukkan perubahan ketelitian yang tidak signifikan pada level milimeter, untuk geoid menggunakan densitas standar (N_{Standar}) dan model global UNB (N_{UNB}). Nilai standar deviasi dan RMS dari model N_{Standar} sebesar 12,65 cm. Sedangkan nilai standar deviasi dan RMS dari model N_{UNB} sebesar 12,58 cm dan 12,59 cm. Hal ini dikarenakan titik-titik validasi terletak pada lokasi dengan topografi yang tidak terlalu bervariasi. Selanjutnya, dilakukan pendetailan hitung perbedaan nilai geoid N_{Standar} dan N_{UNB} , diperoleh selisih antara -20 s.d. 30 cm di wilayah pegunungan. Perbedaan dalam level desimeter ini menunjukkan efek yang signifikan dari densitas topografi terhadap ketelitian geoid, sehingga tidak bisa diabaikan, terutama untuk wilayah dengan variasi topografi yang tinggi.

Kata Kunci: Densitas topografi, geoid, KTH, modifikasi Stokes, Pulau Sulawesi

ABSTRACT

The determination of an accurate geoid model is important to obtain orthometric height from *Global Navigation Satellite System (GNSS)* heights. One of the factors that affects the accuracy of the geoid model is the topography density. Generally, the determination of the geoid model using the Stokes' formula employs a standard mass density of 2670 kg/m^3 . However, the actual topographic density can vary. Currently, global density models are available, one of which is from the *University of New Brunswick (UNB)* with a resolution of $30''$. This research aims to analyze the impact of using topographic density from standard density and the UNB global model on the accuracy of the geoid model produced using the *Kungliga Tekniska Högskolan (KTH)* method, with a case study at Sulawesi Island, which has very high topographic variation. Validation results of the standard density-geoid (N_{Standard}) and UNB-geoid (N_{UNB}) using the *co-site GNSS-levelling* data show no significant change in accuracy, only at the millimeter level. The standard deviation and RMS value of the N_{Standard} model is 12.65 cm. Meanwhile, the standard deviation and RMS values of the N_{UNB} model are 12.58 cm and 12.59 cm, respectively. This is because the validation points are located in areas with relatively low topographic variation. A detailed calculation of the differences between the N_{Standard} and N_{UNB} geoid values reveals a discrepancy of between -20 to 30 cm. The difference at the decimeter level indicates a significant effect of topographic density on geoid accuracy, which cannot be neglected, especially over the areas with high topographic variation.

Keywords: Topographic density, geoid, KTH, Stokes' modification, Sulawesi Island

1. Pendahuluan

Saat ini, teknologi *Global Navigation Satellite System* (GNSS) berkembang sangat pesat, yang memungkinkan untuk melakukan penentuan posisi tiga dimensi secara akurat di mana saja dan kapan saja. Namun, data GNSS yang dapat digunakan hanya data posisi dua dimensi, dikarenakan data tinggi yang dihasilkan adalah tinggi geometrik di atas elipsoid yang tidak memiliki arti fisis. Tinggi geometrik harus diubah ke tinggi orthometrik yang memiliki realisasi fisis menggunakan data undulasi geoid (Karaaslan dkk., 2016). Geoid merupakan bidang ekuipotensial gayaberasat yang diasumsikan berimpit dengan muka laut rerata yang tidak terganggu dan merepresentasikan bentuk bumi yang sesungguhnya (Heiskanen & Moritz, 1967).

Berdasarkan Peraturan Badan Informasi Geospasial (BIG) No. 13 Tahun 2021 tentang Sistem Referensi Geospasial Indonesia (SRGI), telah ditetapkan sistem referensi tinggi Indonesia, yaitu geoid. Penentuan geoid dapat dilakukan secara geometrik dan gravimetrik (Hofmann-Wellenhof & Moritz, 2006). Penentuan geoid secara geometrik dilakukan dengan perhitungan nilai undulasi geometrik berdasarkan hasil pengukuran tinggi geometrik. Data tinggi geometrik diperoleh dari tinggi *co-sided* GNSS dikurangi tinggi orthometrik hasil pengukuran *levelling*. Geoid geometrik memiliki ketelitian tinggi, tetapi berupa data diskrit, sehingga tidak sesuai dengan sifat geoid yang kontinu dan *smooth*. Penentuan geoid secara gravimetrik dilakukan dengan menghitung geoid berdasarkan data anomali gayaberasat. Geoid gravimetrik memiliki bentuk yang kontinu dan *smooth*, sesuai sifat geoid, tetapi memiliki ketelitian yang lebih rendah dibandingkan geoid geometrik (Hofmann-Wellenhof & Moritz, 2006).

Penentuan model geoid secara gravimetrik memerlukan tiga komponen gelombang, yaitu gelombang panjang dari model geopotensial global (MGG), gelombang menengah yang diperoleh dari data hasil pengukuran gayaberasat terestris/*airborne/shipborne*, dan gelombang pendek yang diperoleh dari data *terrain* (Hofmann-Wellenhof & Moritz, 2005). Ketiga komponen yang digunakan dalam pemodelan geoid gravimetrik memiliki pengaruh terhadap ketelitian model geoid yang dihasilkan. Di sisi lain, terdapat beberapa permasalahan dalam penentuan model geoid teliti, yaitu jumlah data gayaberasat yang terbatas dan distribusinya tidak merata, serta rendahnya resolusi data *terrain* (Heliani, 2016).

Penentuan geoid dengan ketelitian beberapa sentimeter, dapat dicapai menggunakan metode penentuan geoid gravimetrik yang melibatkan penggunaan rumus Stokes bersama dengan anomali gayaberasat terestrial (Muhammad & Zulfiqar, 2015). Metode ini menghasilkan tinggi geoid dengan pendekatan mengabaikan massa topografi di atas geoid dan nilai geoid pendekatan tersebut kemudian dikoreksi dengan menggunakan nilai densitas homogen sebesar 2670 kg/m^3 untuk massa topografi (Harkness, 2012). Distribusi densitas kerak bumi yang sebenarnya

berbeda dari nilai densitas rerata sebesar 10 hingga 20 persen (Abbak, 2020). Oleh karena itu, akurasi nilai geoid dapat dipengaruhi oleh distribusi densitas topografi yang bervariasi.

Densitas topografi menunjukkan variasi distribusi massa di permukaan bumi yang dapat mempengaruhi nilai gayaberasat (Foroughi dkk., 2019). Pengaruh variasi topografi, seperti pegunungan, lembah, dan struktur batuan geologi menyebabkan nilai densitas di masing-masing wilayah berbeda. Beberapa penelitian telah dilakukan untuk menginvestigasi pengaruh densitas topografi terhadap nilai dan ketelitian model geoid. Penelitian yang dilakukan (Abbak, 2020) menunjukkan bahwa perbedaan nilai geoid pada daerah pegunungan di Turki dengan menggunakan densitas topografi heterogen dapat mencapai 35 cm. Selain itu, penelitian yang dilakukan (Yilmaz, 2024) menunjukkan bahwa model geoid yang dihasilkan menggunakan densitas topografi heterogen menghasilkan ketelitian lebih tinggi daripada model geoid menggunakan densitas standar. Oleh karena itu, pengaruh densitas topografi dalam penentuan model geoid perlu dikaji.

Penentuan model geoid menggunakan persamaan Stokes dapat diselesaikan dengan beberapa metode. Saat ini, metode yang paling populer dalam penentuan model geoid yaitu metode Stokes dengan penyelesaian *remove-compute-restore* (Schwarz dkk., 1990). Metode tersebut digunakan untuk menghitung model geoid InaGeoid2020 V2.0 (Pahlevi dkk., 2024). Selain metode tersebut, terdapat metode lain yang dikembangkan oleh *Royal Institute of Technology* di Stockholm-Swedia, yaitu metode *Kungliga Tekniska Högskolan* (KTH). KTH merupakan teknik pemodelan geoid yang menggunakan modifikasi kuadrat terkecil dari rumus Stokes dengan koreksi aditif (Abbak, Erol, dkk., 2012). Menurut (Sjöberg dkk., 2015), metode ini memiliki keunggulan daripada metode penyelesaian rumus Stokes lain yang hanya fokus pada pengurangan *truncation errors*, di mana metode KTH menggabungkan perhitungan *truncation errors*, anomali gayaberasat, serta MGG dalam hitungan kuadrat terkecil. Penelitian yang dilakukan Abbak dkk. (2012) menyimpulkan bahwa metode KTH menghasilkan ketelitian yang lebih baik dibandingkan metode *remove-compute-restore* pada daerah dengan variasi topografi tinggi.

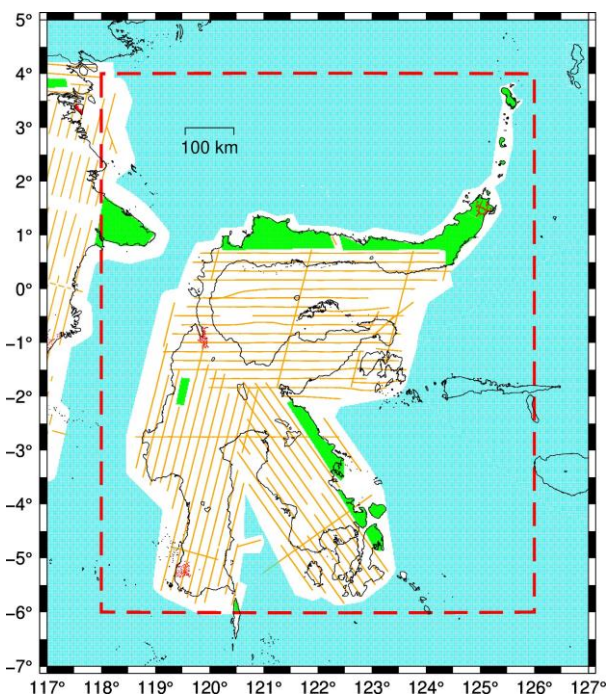
Penelitian ini mengkaji pengaruh densitas topografi terhadap penentuan model geoid lokal yang dihasilkan dengan metode KTH di Pulau Sulawesi yang memiliki variasi topografi tinggi. Densitas topografi yang digunakan adalah densitas standar dan densitas global resolusi tinggi dari *University of New Brunswick* (UNB) (Sheng dkk., 2018). Hasil pemodelan geoid dari masing-masing densitas dievaluasi dan dibandingkan menggunakan data *co-sided* GNSS-*levelling*.

2. Data dan Metodologi

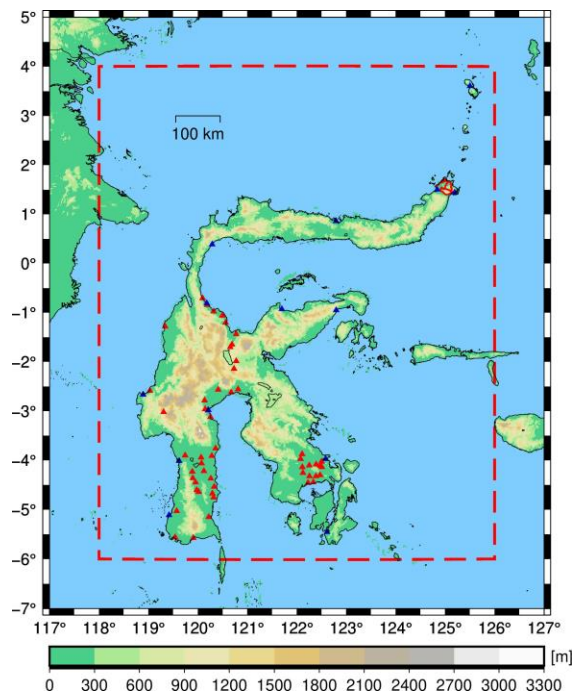
2.1. Data dan Lokasi

Data yang digunakan berupa data MGG GO_CONS_GCF_2_SPW_R5 derajat 220 dan EGM2008 derajat 2190 yang diperoleh dari *International Centre for Global Earth Models* (ICGEM) (Gatti dkk., 2016; Pavlis dkk., 2012); data anomali gayaberat *free-air* dari hasil pengukuran gayaberat terestris dan *airborne* yang diperoleh dari BIG serta data gayaberat laut DTU17 yang diperoleh dari *Technical University of Denmark* (DTU) (Andersen & Knudsen, 2019); data DTM SRTM15_+plus (Tozer dkk., 2019); dan 14 titik *benchmark* (BM) stasiun pasang surut serta 273 titik kontrol validasi berupa nilai undulasi geometrik yang diperoleh dari BIG. Data lain yang digunakan, yaitu data *shapefile* Pulau Sulawesi yang diperoleh dari BIG.

Lokasi penelitian terletak pada 4° Lintang Utara s.d. 6° Lintang Selatan dan 118° Bujur Timur s.d. 126° Bujur Timur. Pulau Sulawesi dipilih menjadi lokasi penelitian karena Pulau Sulawesi memiliki topografi yang bervariasi. Pulau Sulawesi terletak di antara pertemuan tiga lempeng tektonik utama, yaitu Lempeng Eurasia, Lempeng Hindia-Australia, dan Lempeng Pasifik. Kondisi ini menyebabkan kompleksitas geodinamika dan variasi topografi yang tinggi (Baillie & Decker, 2022; Nugraha dkk., 2022). Kompleksitas topografi di wilayah tersebut berpengaruh terhadap heterogenitas densitas topografi di bawah permukaan bumi. Oleh karena itu, Pulau Sulawesi cocok digunakan sebagai studi kasus pada penelitian ini. Data dan lokasi penelitian ditunjukkan pada Gambar 1.



(1.a) Data *track* pengukuran gayaberat terestris (merah), *airborne* (oranye), DTU17 (cyan), dan EGM2008 (hijau)



(1.b) Topografi SRTM dan sebaran data GNSS-levelling (segitiga merah) dan BM stasiun pasang surut (segitiga biru)

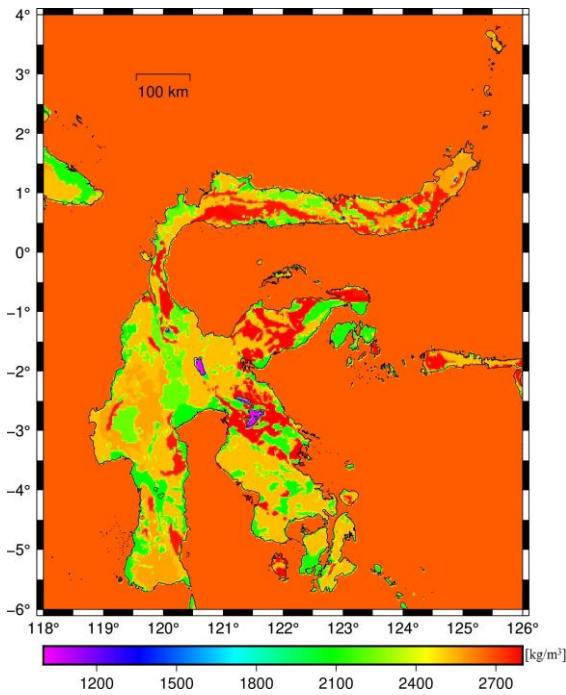
Gambar 1. Data dan lokasi penelitian

2.2. Metodologi

Tahapan pemodelan geoid metode KTH diawali dengan melakukan interpolasi anomali gayaberat ke dalam bentuk *grid*. Data anomali gayaberat dalam bentuk *grid* dari masing-masing densitas topografi digunakan untuk menentukan nilai geoid aproksimasi yang kemudian dilakukan penambahan koreksi aditif agar menjadi nilai geoid total.

2.2.1. Gridding Anomali Gayaberat

Interpolasi data anomali gayaberat *free-air* ke dalam bentuk *grid* dilakukan agar mempermudah perhitungan geoid. Proses *gridding* data anomali gayaberat dapat meningkatkan ketelitian model geoid yang dihasilkan (Sakil dkk., 2021). Proses ini memerlukan data densitas standar maupun model global UNB (Sheng dkk., 2018). Model densitas global UNB merupakan model densitas topografi dua dimensi (2D) dengan resolusi tinggi berdasarkan peta litologi resolusi tinggi. Model Litologi Global (GLiM) diubah menjadi model densitas topografi yang bervariasi secara lateral (UNB_TopoDens). Model ini kemudian divalidasi terhadap model densitas topografi global dan regional yang ada saat ini. UNB_TopoDens adalah model kepadatan topografi yang bervariasi secara spasial pertama mencakup seluruh dunia dengan resolusi 30" x 30" (Sheng dkk., 2018). Densitas model global UNB pada lokasi penelitian ditunjukkan pada Gambar 2.



Gambar 2. Densitas topografi pada model global UNB

Densitas topografi dari model global UNB untuk wilayah Pulau Sulawesi memiliki nilai minimum dan maksimum sebesar 1000 kg/m^3 dan 2854 kg/m^3 . Nilai minimum berada pada wilayah badan air, seperti danau yang terletak di beberapa wilayah Pulau Sulawesi. Nilai densitas tersebut digunakan dalam hitungan nilai geoid aproksimasi dan beberapa koreksi aditif. Selain itu, nilai densitas topografi digunakan untuk melakukan konversi data dari anomali gayaberat *free-air* menjadi anomali Bouguer sederhana dan sebaliknya saat interpolasi *grid* data anomali gayaberat.

2.2.2. Metode KTH

Pemodelan geoid gravimetrik menggunakan metode KTH mendefinisikan undulasi geoid dengan modifikasi formula Stokes melalui pendekatan secara stokastik yang menerapkan prinsip kuadrat terkecil untuk meminimalisir kesalahan rerata global dari formula tersebut (Abbak & Ustun, 2015). Pemodelan geoid menggunakan metode KTH dengan formula modifikasi Stokes, mengkombinasikan data gelombang panjang MGG serta data gayaberat (Abbak, Erol, dkk., 2012). Metode KTH menggunakan data anomali gayaberat di permukaan bumi dan MGG untuk menghitung nilai geoid aproksimasi untuk selanjutnya dimodifikasi dengan beberapa koreksi (Daras dkk., 2010). Pendefinisian geoid aproksimasi dengan metode KTH dapat dihitung melalui persamaan (1) (Sjöberg, 2003a).

$$\tilde{N} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \Delta g \, d\sigma + \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \Delta g_n \quad (1)$$

dengan \tilde{N} merupakan geoid aproksimasi, R merupakan rerata jari-jari bumi, γ merupakan gayaberat normal, $S^L(\psi)$

merupakan modifikasi fungsi Stokes, Δg merupakan anomali gayaberat, b_n merupakan parameter fungsi modifikasi Stokes, M merupakan derajat maksimum MGG yang digunakan, dan Δg_n merupakan anomali gayaberat MGG. Pada persamaan (1) terdapat fungsi modifikasi Stokes ($S^L(\psi)$) yang dapat dijabarkan melalui persamaan (2) (Sjöberg, 2003a).

$$S^L(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos \psi) \sum_{n=2}^L \frac{2n+1}{2} s_n P_n(\cos \psi) \quad (2)$$

dengan L merupakan derajat maksimum dari modifikasi, s_n merupakan parameter fungsi modifikasi Stokes, dan P_n merupakan polinomial *Legendre*. Undulasi geoid total (\tilde{N}) pada metode KTH dihitung menggunakan persamaan (3) (Sjöberg, 2003a).

$$\tilde{N} = \tilde{N} + \delta N_{comb}^{Topo} + \delta N_{DWC} + \delta N_{comb}^{ATM} + \delta N_{ell} \quad (3)$$

dengan δN_{comb}^{Topo} merupakan koreksi topografi, δN_{DWC} merupakan koreksi *downward continuation*, δN_{comb}^{ATM} merupakan koreksi atmosfer, dan δN_{ell} merupakan koreksi elipsoid. Besarnya koreksi topografi dihitung menggunakan persamaan (4) (Sjöberg, 2007).

$$\delta N_{comb}^{Topo} = \delta N_{dir} + \delta N_{indir}^{Top} = - \frac{2\pi G\rho}{\gamma} H^2 \left(1 + \frac{2H}{3R}\right) \quad (4)$$

dengan G merupakan konstanta gravitasi, ρ merupakan densitas massa topografi, dan H merupakan tinggi orthometrik. Besarnya nilai koreksi *downward continuation* dihitung menggunakan persamaan (5) (Sjöberg, 2003b).

$$\delta N_{DWC} = \delta N_{dwc}^{(1)} + \delta N_{dwc}^{L1, Far} + \delta N_{dwc}^{L2} \quad (5)$$

Besarnya koreksi efek atmosfer dapat dihitung menggunakan persamaan (6) (Sjöberg, 1999).

$$\delta N_{Comb}^{ATM} = - \frac{GR\rho^a}{\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) H d\sigma_0 \quad (6)$$

dengan ρ^a merupakan densitas atmosfer sebesar $1,23 \text{ kg/m}^3$ (Ecker & Mittermayer, 1969). Selanjutnya koreksi elipsoid dihitung menggunakan persamaan (7) (Ellmann & Sjöberg, 2004).

$$\delta N_{ell} = [(0.0036 - 0.0109 \sin^2 \varphi) \Delta g + 0.0050 \tilde{N} \cos^2 \varphi] Q_0^L \quad (7)$$

dengan Q_0^L merupakan koefisien *truncation* Molodensky dan φ merupakan lintang geodetik.

2.2.3. Validasi Model Geoid

Ketelitian dari model geoid dilihat berdasarkan nilai standar deviasi (STD) dan *root mean square* (RMS). Nilai STD menunjukkan tingkat presisi dari model geoid,

sedangkan nilai RMS menunjukkan tingkat akurasi dari model geoid. Ketelitian tersebut dihitung berdasarkan selisih nilai undulasi gravimetrik terhadap nilai undulasi geometrik dari masing-masing model geoid. Model geoid yang dievaluasi berupa model geoid sebelum dan sesudah dilakukan proses *shifting*. Proses ini dilakukan menggunakan BM stasiun pasang surut agar mendekati nilai undulasi geoid pada *mean sea level* dan mempertahankan pola tren dari geoid. Besarnya nilai STD dan RMS dihitung menggunakan persamaan (8) dan persamaan (9) (Foroughi dkk., 2019).

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (8)$$

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y})^2}{n}} \quad (9)$$

dengan σ merupakan nilai STD, x_i merupakan nilai selisih undulasi ke- i , \bar{x} merupakan rerata selisih undulasi, y_i merupakan nilai undulasi geometrik, \hat{y} merupakan nilai undulasi gravimetrik, dan n merupakan banyaknya data.

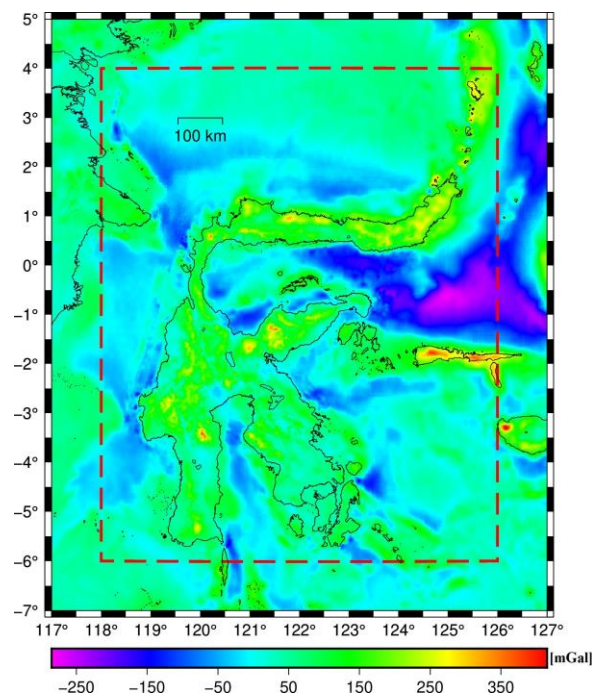
3. Hasil dan Pembahasan

Bagian ini membahas hasil pengaruh densitas standar dan model global UNB terhadap pola *gridding* anomali gayaberat, undulasi model geoid gravimetrik, dan nilai ketelitian model geoid lokal Pulau Sulawesi.

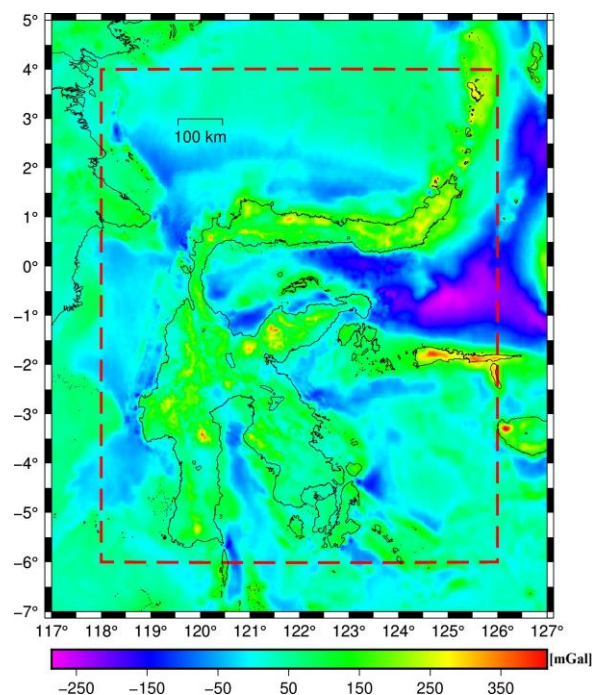
3.1. *Gridding* Anomali Gayaberat *Free-air*

Data anomali gayaberat *free-air* dilakukan interpolasi menggunakan metode *nearest neighbour* dengan resolusi $0,01^\circ \times 0,01^\circ$. Data tersebut dikonversi terlebih dahulu menjadi anomali Bouguer sederhana dengan melibatkan nilai densitas standar maupun model global UNB. Hal ini dilakukan karena anomali gayaberat *free-air* kurang cocok untuk proses *gridding* (Abbak dkk., 2012). Setelah dilakukan interpolasi ke dalam bentuk *grid*, data diubah kembali menjadi anomali gayaberat *free-air*. Nilai minimum dan maksimum anomali gayaberat *free-air* menggunakan densitas standar sebesar -284,989 mGal dan 450,513 mGal. Sedangkan, nilai minimum dan maksimum anomali gayaberat *free-air* menggunakan densitas model global UNB sebesar -284,997 mGal dan 446,036 mGal.

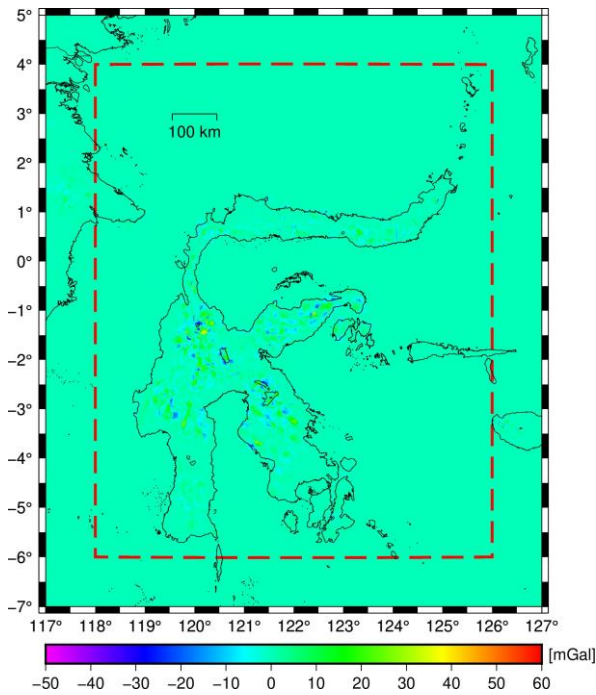
Perbedaan nilai anomali gayaberat *free-air* menggunakan densitas standar dan model global UNB mencapai 60 mGal pada daerah pegunungan. Penelitian yang dilakukan (Abbak, 2020) juga menghasilkan nilai perbedaan yang tinggi pada daerah pegunungan sebesar 50 mGal. Oleh karena itu, pengaruh densitas topografi dalam proses interpolasi *gridding* anomali gayaberat tidak dapat diabaikan. Nilai anomali gayaberat *free-air* dan selisihnya terhadap anomali gayaberat yang dihasilkan dari densitas standar dan model global UNB ditunjukkan pada Gambar 3.



(3.a) Anomali gayaberat berdasarkan densitas standar



(3.b) Anomali gayaberat berdasarkan densitas model global UNB

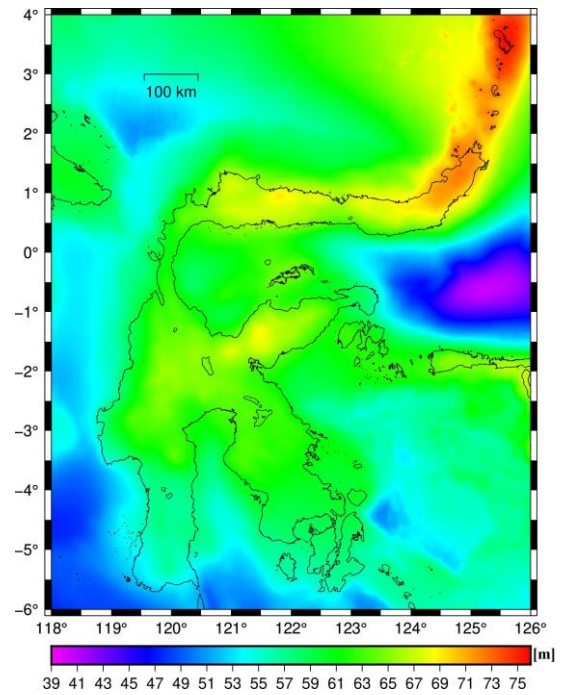


(3.c) Selisih nilai anomali gayaberat *free-air* menggunakan densitas standar dan model global UNB

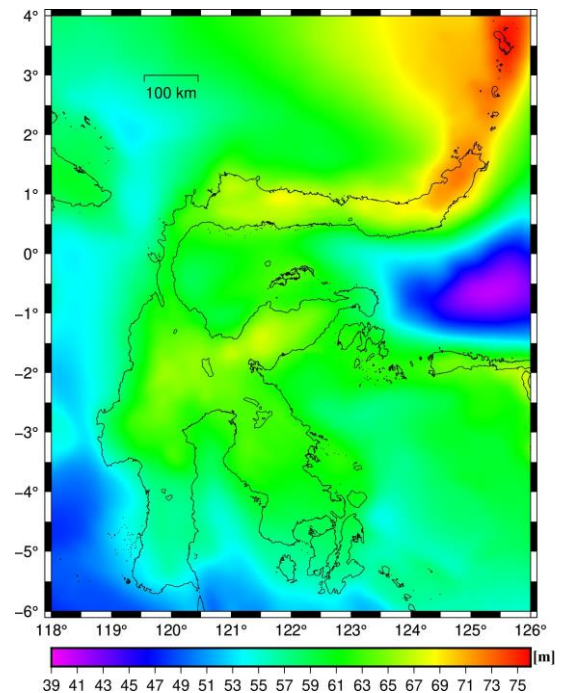
Gambar 3. Nilai dan selisih anomali gayaberat *free-air*

3.2. Model Geoid Lokal Pulau Sulawesi

Model geoid yang dihasilkan memiliki resolusi sebesar $0,01^\circ \times 0,01^\circ$. Visualisasi model geoid dari masing-masing densitas ditunjukkan pada Gambar 4.



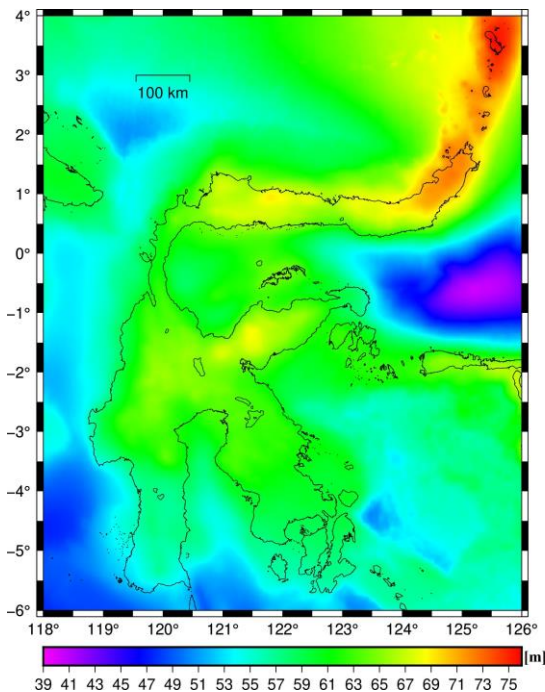
(4.b) Model geoid berdasarkan densitas model global UNB



(4.c) Model InaGeoid2020 V2.0

Gambar 4. Model geoid

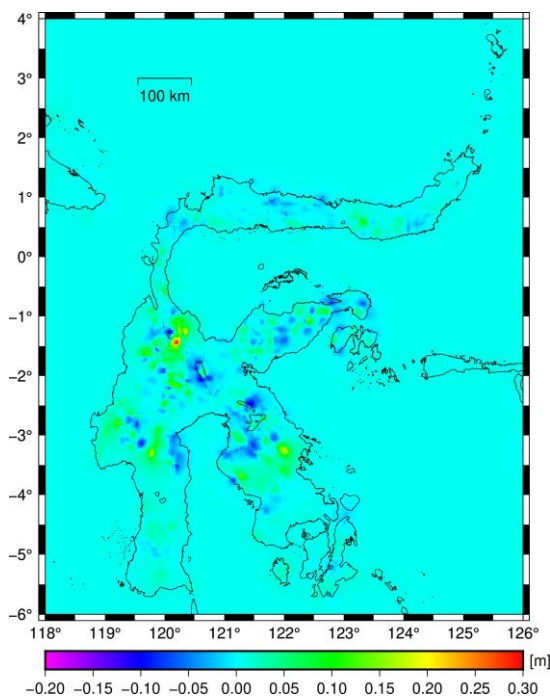
Pemodelan geoid lokal Pulau Sulawesi dengan metode KTH menghasilkan model geoid lokal yang telah terkoreksi. Koreksi yang dilakukan adalah koreksi topografi, koreksi *downward continuation*, koreksi atmosfer, serta koreksi elipsoid. Sesuai dengan densitas yang digunakan, maka model geoid yang dihasilkan adalah model geoid



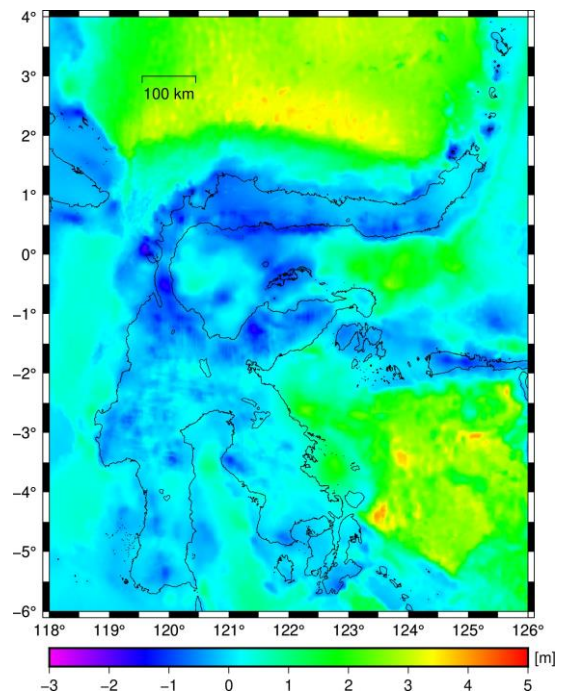
(4.a) Model geoid berdasarkan densitas standar

berdasarkan densitas standar ($N_{Standar}$) dan berdasarkan model densitas global UNB (N_{UNB}). Gambar 4 menunjukkan bahwa model $N_{Standar}$ dan model N_{UNB} memiliki pola umum hampir sama, dengan nilai di wilayah pulau berkisar antara 49 s.d. 76 m. Nilai geoid tertinggi berada di wilayah utara tepatnya di Pulau Sangihe dan Talaud. Selain itu, kedua model juga memiliki pola umum hampir sama dengan model nasional InaGeoid2020 V2.0.

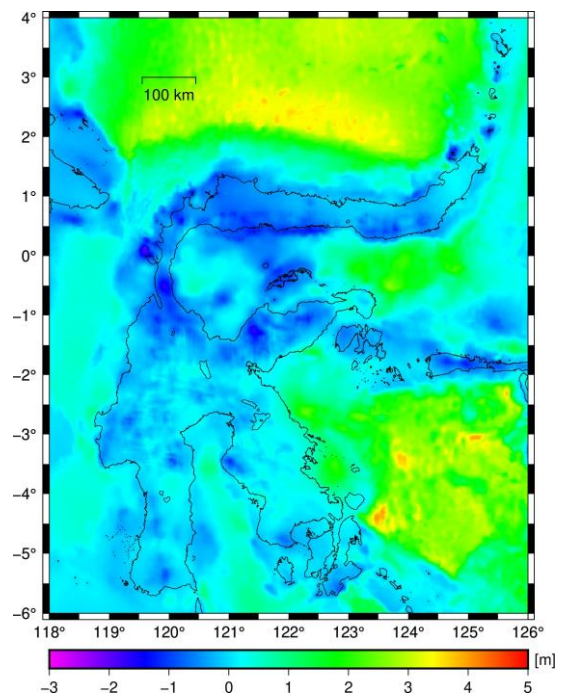
Namun demikian, jika lihat lebih detail, berdasarkan nilai selisih $N_{Standar}$ dan N_{UNB} , diperoleh cukup banyak area yang memiliki perbedaan nilai geoid, terutama wilayah pegunungan, dengan perbedaan nilai berkisar antara -20 s.d. 30 cm (Gambar 5). Selain itu, nilai model $N_{Standar}$ dan model N_{UNB} terhadap InaGeoid2020 V2.0 perbedaannya sangat besar, yaitu sekitar ± 1 m untuk wilayah daratan dengan pola meluas/tidak sistematis sesuai variasi topografi. Perbedaan yang besar ini terjadi karena metode dan set data yang digunakan berbeda dengan model nasional Indonesia.



(5.a) Nilai selisih geoid model densitas standar dan model UNB



(5.b) Nilai selisih geoid model InaGeoid2020 V2.0 dan model densitas standar



(5.c) Nilai selisih geoid model InaGeoid2020 V2.0 dan model densitas UNB

Gambar 5. Perbedaan nilai geoid antar model

3.3. Ketelitian Model Geoid

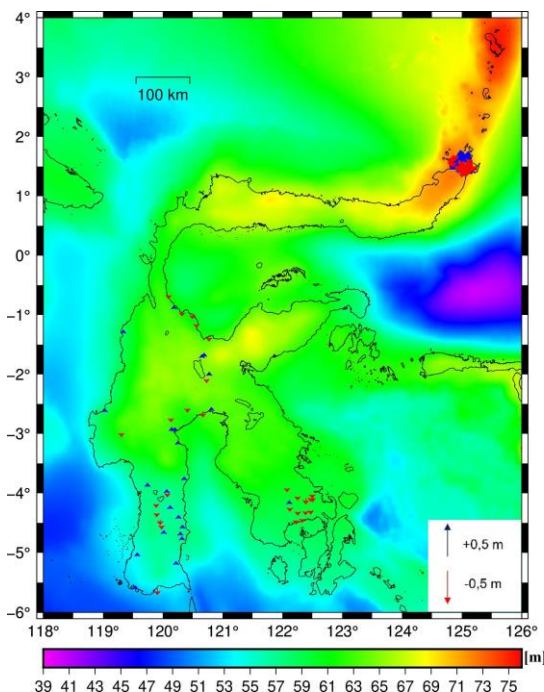
Validasi model geoid dilakukan dengan perbandingan nilai geoid gravimetrik terhadap geoid geometrik, seperti ditunjukkan pada Tabel 1.

Tabel 1. Ketelitian model geoid

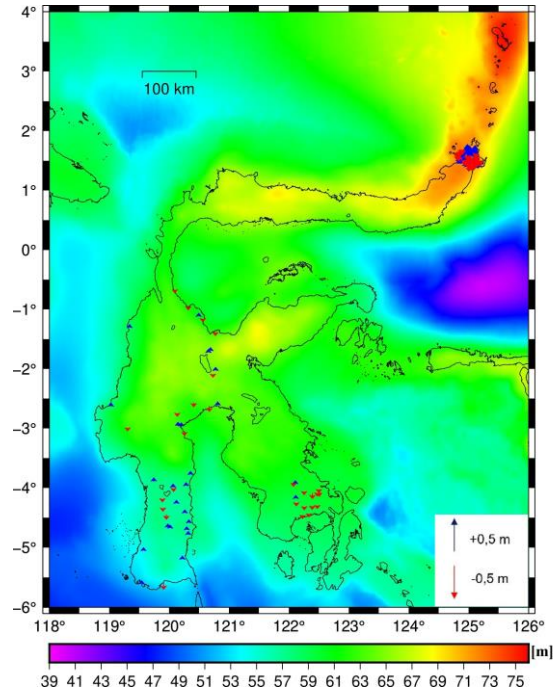
Model Geoid	Sebelum <i>Shifting</i> (cm)					Setelah <i>Shifting</i> (cm)				
	Min	Max	Mean	STD	RMS	Min	Max	Mean	STD	RMS
N _{standar}	12,50	92,08	56,01	12,65	57,42	-43,51	36,07	0,00	12,65	12,65
N _{UNB}	12,85	91,95	55,89	12,58	57,29	-42,50	36,60	0,55	12,58	12,59
InaGeoid2020 V2.0						-49,99	66,33	-3,48	15,44	15,83

Dalam rangka memastikan konsistensi model geoid yang dihasilkan terhadap datum lokal, maka dilakukan proses *shifting* geoid terhadap MSL lokal yang diperoleh dari nilai BM tinggi rerata di 14 stasiun pasang surut. Pada tabel terlihat nilai statistik sebelum dan sesudah *shifting*, dengan nilai rerata perbedaan geoid gravimetrik dan geometrik setelah *shifting* mendekati nol, sedangkan nilai STD tetap dan nilai RMS-nya menjadi mendekati/sesuai dengan nilai STD.

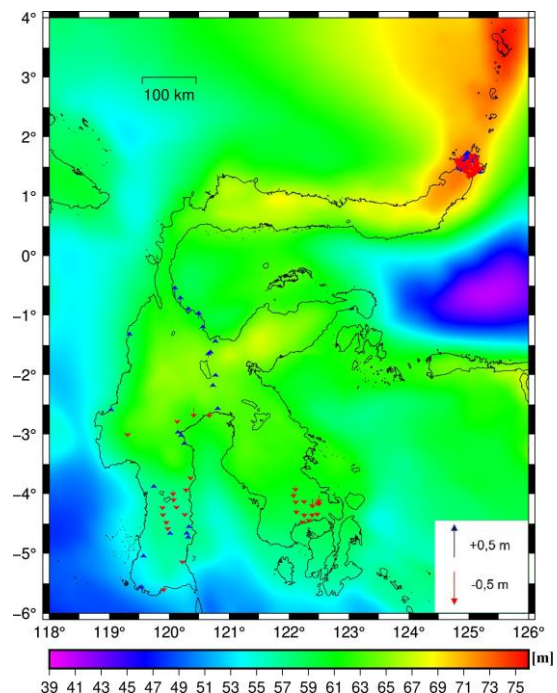
Berdasarkan Tabel 1, ketelitian geoid menggunakan densitas standar/konstan dan model global UNB memiliki nilai ketelitian yang tidak jauh berbeda, yaitu hanya level milimeter. Hal ini dimungkinkan karena nilai *grid* yang berbeda terjadi terutama di wilayah pegunungan, sedangkan titik-titik validasi GNSS-*levelling* hanya dilakukan pada wilayah dengan topografi yang tidak terlalu bervariasi. Namun demikian, jika dibandingkan dengan ketelitian InaGeoid2020 V2.0, maka ketelitian geoid menggunakan metode KTH dengan densitas standar dan UNB meningkat cukup signifikan sebesar 3 cm.



(6.a) Nilai perbedaan model geoid gravimetrik pada densitas standar dan geometrik



(6.b) Nilai perbedaan model geoid gravimetrik pada densitas UNB dan geometrik

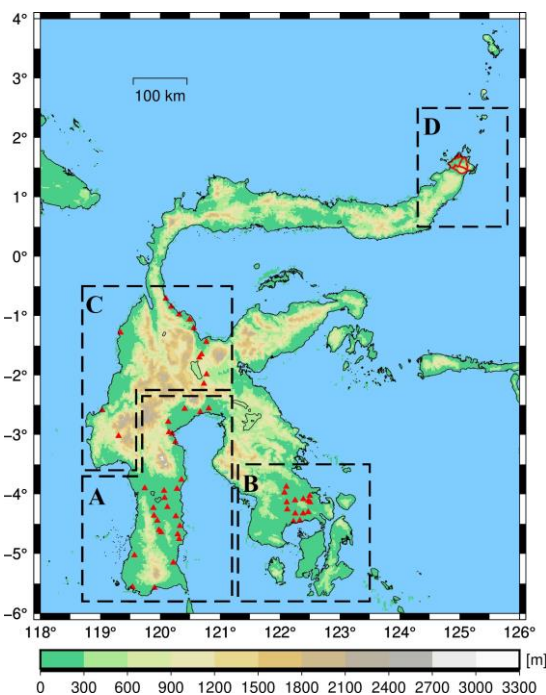


(6.c) Nilai perbedaan model geoid gravimetrik InaGeoid2020 V2.0 dan geometrik

Gambar 6. Distribusi nilai perbedaan geoid gravimetrik dan geometrik di setiap titik kontrol validasi

Gambar 6 menunjukkan distribusi nilai perbedaan geoid gravimetrik dan geometrik, di mana terlihat bahwa

distribusi titik *co-site* GNSS-levelling tidak merata. Selanjutnya terlihat bahwa pada setiap wilayah, menunjukkan pola nilai perbedaan yang hampir sama, seperti di wilayah Sulawesi Selatan pada umumnya memiliki nilai perbedaan positif, yang menunjukkan adanya pengaruh datum lokal dari data *levelling* yang digunakan. Selain itu, terlihat pada wilayah Sulawesi Tenggara yang pada umumnya memiliki nilai perbedaan negatif. Pengaruh datum lokal ini mengakibatkan masing-masing data GNSS/*levelling* tidak terikat pada bidang referensi yang sama atau bersifat lokal. Oleh karena itu, dilakukan perhitungan statistik untuk setiap wilayahnya, seperti ditunjukkan pada Tabel 2. Pembagian titik kontrol validasi per-wilayah yang digunakan ditampilkan pada Gambar 7. Rincian jumlah titik kontrol validasi yang digunakan masing-masing wilayah adalah 26 titik untuk Sulawesi Selatan, 14 titik untuk Sulawesi Tenggara, 13 titik untuk Sulawesi Tengah, dan 220 titik untuk Sulawesi Utara.



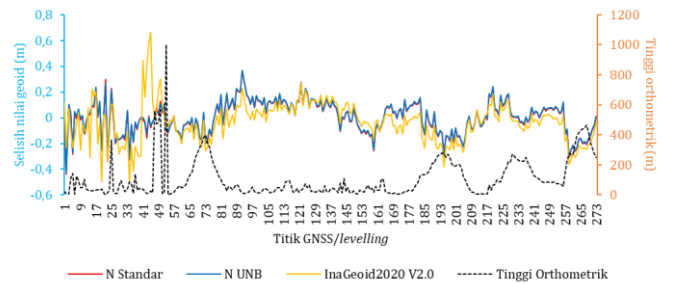
Gambar 7. Distribusi titik kontrol validasi (A) Sulawesi Selatan, (B) Sulawesi Tenggara, (C) Sulawesi Tengah, dan (D) Sulawesi Utara

Berdasarkan Tabel 2 diketahui bahwa wilayah Sulawesi Tengah memiliki nilai ketelitian geoid tertinggi, dengan jumlah data yang lebih kecil, dengan perbedaan ketelitian antara model $N_{Standar}$ dan model N_{UNB} berbeda pada level 2 cm. Selanjutnya nilai ketelitian yang cukup stabil ada di wilayah Sulawesi Utara, di mana ketelitian model $N_{Standar}$ dan model N_{UNB} hampir sama. Jika dibandingkan dengan nilai ketelitian InaGeoid2020 V2.0 terlihat bahwa ketelitian model $N_{Standar}$ dan model N_{UNB} meningkat secara signifikan, dengan beda STD berkisar antara 0,1 s.d. 8 cm, dan beda nilai RMS berkisar antara 0,4 s.d. 24 cm di semua wilayah.

Tabel 2. Statistik ketelitian model geoid per-wilayah

Wilayah	$N_{Standar}$ (cm)				N_{UNB} (cm)				InaGeoid2020 V2.0 (cm)						
	Min	Max	Mean	STD	Min	Max	Mean	STD	Min	Max	Mean	STD	RMS		
Sulawesi Selatan	-43,51	29,91	-0,74	16,82	16,51	-42,50	26,92	-0,22	16,50	16,18	-49,94	22,21	-6,33	17,98	18,74
Sulawesi Tenggara	-32,77	5,35	-12,02	9,98	15,39	-32,34	5,77	-11,45	9,88	14,90	-49,99	-11,24	-25,64	10,49	27,56
Sulawesi Tengah	-15,70	12,91	-0,33	8,08	7,77	-12,69	10,95	0,06	6,99	6,71	-6,32	66,33	23,11	22,86	31,88
Sulawesi Utara	-30,82	36,07	0,87	12,12	12,15	-30,29	36,60	1,43	12,12	12,21	-38,40	27,31	-3,30	12,25	12,68

Dalam rangka mengetahui hubungan ketelitian dengan variasi topografi, maka dilakukan visualisasi dan analisis pola kesesuaian perbedaan nilai geoid gravimetrik-geometrik dan variasi topografi (Gambar 8).



Gambar 8. Grafik perbandingan variasi nilai perbedaan geoid gravimetrik terhadap geometrik dan pola topografi

Gambar 8 menunjukkan ketinggian dari titik *co-site* GNSS-levelling berkisar 0 s.d. 500 m, dan beberapa titik di wilayah Sulawesi Tengah berada pada ketinggian s.d. 1000 m. Terlihat pada wilayah topografi bervariasi, nilai perbedaan geoid gravimetrik – geometrik juga besar. Nilai perbedaan untuk geoid dengan densitas standar dan UNB relatif hampir sama, kecuali pada wilayah topografi yang bervariasi tinggi. Namun, nilai perbedaan InaGeoid2020 V2.0 berbeda cukup jauh terhadap nilai model $N_{Standar}$ dan N_{UNB} .

4. Kesimpulan

Penelitian ini menginvestigasi pengaruh dari densitas topografi, dalam hal ini densitas standar dan model global UNB terhadap ketelitian model geoid di wilayah Pulau Sulawesi. Densitas topografi berpengaruh dalam proses *gridding* anomali gayaberasat *free-air* dengan perbedaan nilai antar kedua densitas mencapai -45 s.d. 60 mGal terutama di wilayah pegunungan. Selain itu, secara umum, model geoid yang dihasilkan memiliki pola yang sama, yaitu antara $N_{Standar}$, N_{UNB} , dan InaGeoid2020 V2.0, dengan nilai berkisar antara 40 s.d. 76 m. Namun, jika dilihat perbedaan antara ketiganya secara detail, dari hasil pengurangan nilai tinggi geoid antar 3 model, maka ditunjukkan nilai perbedaan geoid yang cukup besar yaitu antara $N_{Standar}$ dan N_{UNB} sebesar -0,154 s.d. 0,294 m, sedangkan terhadap InaGeoid2020 V2.0 perbedaannya sangat besar yaitu sekitar ± 1 m terutama di wilayah pegunungan.

Hasil validasi $N_{Standar}$ dan N_{UNB} dengan *co-site* GNSS-levelling menunjukkan nilai RMS total seluruh Pulau Sulawesi yang tidak berbeda signifikan yaitu 12,65 cm dan 12,59 cm, sedangkan sebagai perbandingan untuk InaGeoid2020 V2.0 sebesar 15,83 cm. Nilai RMS ini

bervariasi dari wilayah ke wilayah, di mana RMS terbesar di wilayah Sulawesi Selatan yaitu 16,18 cm dan terkecil di wilayah Sulawesi Tengah sebesar 6,71 cm. Pada daerah tersebut, jika menggunakan InaGeoid2020 V2.0 diperoleh nilai RMS berturut-turut sebesar 18,74 cm dan 31,88 cm.

Walaupun berdasarkan perhitungan perbedaan *grid* N_{Standar} dan N_{UNB} menunjukkan perbedaan signifikan pada level desimeter, sedangkan hasil validasi dengan *co-site* GNSS-levelling hanya berbeda pada level milimeter. Perbedaan yang besar pada model geoid yang dihasilkan, terutama pada wilayah pegunungan, menunjukkan bahwa penggunaan densitas topografi berpengaruh signifikan, sehingga pengaruh densitas topografi terhadap ketelitian geoid, terutama di wilayah dengan variasi topografi tinggi, tidak bisa dikesampingkan.

5. Pernyataan Konflik Kepentingan

Penulis menyatakan tidak ada konflik kepentingan dalam artikel ini.

6. Referensi

- Abbak, R. A. (2020). Effect of a high-resolution global crustal model on gravimetric geoid determination: A case study in a mountainous region. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 64(4), 436–451. <https://doi.org/10.1007/s11200-020-1023-z>
- Abbak, R. A., Erol, B., & Ustun, A. (2012). Comparison of the KTH and remove-compute-restore techniques to geoid modelling in a mountainous area. *Computers and Geosciences*, 48, 31–40. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.05.019>
- Abbak, R. A., Sjöberg, L. E., Ellmann, A., & Ustun, A. (2012). A precise gravimetric geoid model in a mountainous area with scarce gravity data: A case study in central Turkey. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 56(4), 909–927. <https://doi.org/10.1007/s11200-011-9001-0>
- Abbak, R. A., & Ustun, A. (2015). A software package for computing a regional gravimetric geoid model by the KTH method. *Earth Science Informatics*, 8(1), 255–265. <https://doi.org/10.1007/s12145-014-0149-3>
- Andersen, O. B., & Knudsen, P. (2019). The DTU17 Global Marine Gravity Field: First Validation Results. Dalam S. P. Mertikas & R. Pail (Ed.), *Fiducial Reference Measurements for Altimetry* (Vol. 150, hlm. 83–87). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/1345_2019_65
- Baillie, P., & Decker, J. (2022). Enigmatic Sulawesi: The tectonic collage. *Berita Sedimentologi*, 48(1), 1–30. <https://doi.org/10.51835/bsed.2022.48.1.388>
- Daras, I., Fan, H., Papazissi, K., & Fairhead, J. D. (2010). Determination of a Gravimetric Geoid Model of Greece Using the Method of KTH. Dalam S. P. Mertikas (Ed.), *Gravity, Geoid and Earth Observation* (Vol. 135, hlm. 407–413). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-10634-7_54
- Ecker, E., & Mittermayer, E. (1969). Gravity corrections for the influence of the atmosphere. *Boll Geofis Teor Appl*, 11, 70–80.
- Ellmann, A., & Sjöberg, L. (2004). Ellipsoidal correction for the modified Stokes formula. *Boll Geod Sci Aff*, 63.
- Foroughi, I., Vaníček, P., Kingdon, R. W., Goli, M., Sheng, M., Afrasteh, Y., Novák, P., & Santos, M. C. (2019). Sub-centimetre geoid. *Journal of Geodesy*, 93(6), 849–868. <https://doi.org/10.1007/s00190-018-1208-1>
- Gatti, A., Reguzzoni, M., Migliaccio, F., & Sansò, F. (2016). *Computation and assessment of the fifth release of the GOCE-only space-wise solution*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.28625.94569>
- Harkness, W. (2012). *The Solar Parallax and Its Related Constants: Including the Figure and Density of the Earth*. Nabu Press.
- Heiskanen, W. A., & Moritz, H. (1967). Physical geodesy. *Bulletin géodésique*, 86(1), 491–492. <https://doi.org/10.1007/BF02525647>
- Heliani, L. S. (2016). Evaluation of global geopotential model and its application on local geoid modelling of Java Island, Indonesia. *AIP Conference Proceedings*. <https://doi.org/10.1063/1.4958534>
- Hofmann-Wellenhof, B., & Moritz, H. (2005). Physical geodesy. Dalam *Physical Geodesy*. <https://doi.org/10.1007/b139113>
- Hofmann-Wellenhof, B., & Moritz, H. (2006). Physical geodesy (Second, corrected edition). Dalam *Physical Geodesy (Second, corrected edition)*. <https://doi.org/10.1007/978-3-211-33545-1>
- Karaaslan, Ö., Tanır Kayıkçı, E., & Aşık, Y. (2016). Comparison of local geoid height surfaces, in the province of Trabzon. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(6), 431. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2470-2>
- Muhammad, S., & Zulfiqar, A. (2015). An optimal approach for the development of precise regional geoid in Pakistan through a comparative study with least square collocation and FFT techniques. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(9), 7481–7498. <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1693-3>
- Nugraha, A. M. S., Hall, R., & BouDagher-Fadel, M. (2022). The Celebes Molasse: A revised Neogene stratigraphy for Sulawesi, Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 228, 105140. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2022.105140>
- Pahlevi, A., Syafianty, A., Susilo, S., Lumban-Gaol, Y., Putra, W., Triarahmadhana, B., Bramanto, B., Muntaha, R., El Fadhila, K., Ladivanov, F., Amrossalma, H., Islam, L., Novianto, D., Huda, S., Wismadi, T., Efendi, J., Ramadhan, A., Wijaya, D., Prijatna, K., & Pramono, G. (2024). Geoid Undulation Model as Vertical Reference in Indonesia. *Scientific Data*, 11(1), 822. <https://doi.org/10.1038/s41597-024-03646-w>
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of*

- Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4), 2011JB008916.
<https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
- Sakil, F. F., Erol, S., Ellmann, A., & Erol, B. (2021). Geoid modeling by the least squares modification of Hotine's and Stokes' formulae using non-gridded gravity data. *Computers & Geosciences*, 156, 104909. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2021.104909>
- Schwarz, K. P., Sideris, M. G., & Forsberg, R. (1990). The use of FFT techniques in physical geodesy. Dalam *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb00701.x>
- Sheng, M., Shaw, C., Vanicek, P., Kingdon, R. W., Santos, M. C., & Foroughi, I. (2018). *Introducing UNB's High-Resolution Global Laterally Varying Topographical Density Model*. 2018, G51F-0538. AGU Fall Meeting Abstracts.
- Sjöberg, L. E. (1999). The IAG approach to the atmospheric geoid correction in Stokes' formula and a new strategy. *Journal of Geodesy*, 73(7), 362–366. <https://doi.org/10.1007/s001900050254>
- Sjöberg, L. E. (2003a). A general model for modifying Stokes' formula and its least-squares solution. *Journal of Geodesy*, 77(7–8), 459–464. <https://doi.org/10.1007/s00190-003-0346-1>
- Sjöberg, L. E. (2003b). A solution to the downward continuation effect on the geoid determined by Stokes' formula. *Journal of Geodesy*, 77(1–2), 94–100. <https://doi.org/10.1007/s00190-002-0306-1>
- Sjöberg, L. E. (2007). The topographic bias by analytical continuation in physical geodesy. *Journal of Geodesy*, 81(5), 345–350. <https://doi.org/10.1007/s00190-006-0112-2>
- Sjöberg, L. E., Gidudu, A., & Ssengendo, R. (2015). The Uganda gravimetric geoid model 2014 computed by the KTH method. *Journal of Geodetic Science*. <https://doi.org/10.1515/jogs-2015-0007>
- Tozer, B., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., 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>
- Yilmaz, N. (2024). Impact of the UNB topographical density model on precise geoid determination in the high mountainous region. *Survey Review*, 1–8. <https://doi.org/10.1080/00396265.2024.2379653>