

MODEL GEOPOTENSIAL GLOBAL YANG OPTIMAL UNTUK PERHITUNGAN GEOID INDONESIA

Oleh : Dadan Ramdani¹

ABSTRAK

Geoid adalah salah satu bentuk pendekatan bumi dengan suatu bidang yang mempunyai nilai potensial yang sama. Geoid digunakan sebagai acuan untuk pengukuran sipat datar. Geoid ini dalam mendapatkannya ada 2 cara. Pertama melalui pengukuran sipat datar yang dikombinasikan dengan GPS. Kedua adalah menggunakan perhitungan dari persamaan dengan metode yang telah ada. Geoid terdiri atas 3 macam gelombang yaitu gelombang pendek, menengah dan panjang. Gelombang pendek didapat dari data pengamatan gravitasi, gelombang menengah dari koreksi terrain, serta gelombang panjang dari data model geopotensial global seperti EGM96. Dari ketiga gelombang ini gelombang panjang sangat menentukan besarnya geoid.

ABSTRACT

Geoid is one of the approach of the earth surface with a field having same potential value. Geoid is used as reference for levelling. Geoid can be obtained from 2 difference ways, respectively from GPS-Levelling and from calculation. Geoid consist of three kinds of wave; the first one is the short wave wich has local characteristic and derived from observed gravity data, the second one is the medium wave which comes from a terrain correction and the third one is the long wave wich has a global characteristic and comes from global geopotential model such as EGM96. This long wave of geoid has a dominant effect of the value of the geoid.

Key Word : Geoid, Sifat datar (*levelling*)

PENDAHULUAN

Perkembangan teknologi penentuan posisi dengan satelit saat ini seperti penentuan posisi dengan satelit GPS, telah dapat menentukan koordinat baik ke arah horisontal maupun vertikal (tinggi) dengan mudah, cepat dan dengan biaya yang relatif murah. Namun ketinggian yang didapat dari penentuan posisi dengan satelit mengacu terhadap ellipsoid (tinggi ellipsoid), sementara ketinggian yang umum digunakan sehari-hari adalah ketinggian yang mengacu terhadap geoid (tinggi orthometrik).

Untuk mendapatkan tinggi orthometrik dari tinggi ellipsoid diperlukan data tambahan lain yaitu undulasi geoid (N), dengan adanya undulasi geoid maka tinggi orthometrik dapat dihitung dari tinggi ellipsoid dengan Persamaan $H = h - N$ (ketinggian orthometrik adalah selisih antara ketinggian elipsoid dengan undulasi geoid)

Ada beberapa metoda untuk mendapatkan harga undulasi geoid diantaranya metoda geometrik dan metoda gravimetrik. Pada metoda geometrik undulasi geoid dihitung dari kombinasi data ketinggian posisi satelit dengan ketinggian dan pengukuran sipat datar (*levelling*), sedangkan pada metoda gravimetrik, undulasi geoid dihitung dari data gayaberas terestris dan model geopotensial global (koefisien potensial gayaberas global). Sampai saat ini telah banyak dipublikasikan model-model geopotensial gaya berat global yang dikeluarkan oleh beberapa institusi seperti OSU91A (Ohio State University), EGM96 (kerjasama NIMA, NGSF dan OSU), GPM98CR (Goddard Space Flight Center (GSFC)), PGM2000A dan lain-lain.

Sehubungan dengan hal tersebut maka pada tugas akhir ini, akan dilakukan hitungan undulasi geoid di pulau sumatera, Jawa dan Sulawesi menggunakan beberapa model

¹ Dadan Ramdani, ST adalah Staf pada Balai Penelitian Geomatika, BAKOSURTANAL

geopotensial global (MPG) seperti model EGM96, OSU91a, GPM97CR dan model lainnya.

Peranan model geopotensial global sangat penting dalam menentukan undulasi geoid, dengan makin banyaknya model geopotensial global yang dibuat oleh institusi-institusi di dunia dengan ketelitian yang beragam, maka permasalahannya adalah bagaimana menentukan model geopotensial yang paling baik untuk menghitung undulasi geoid di wilayah Indonesia.

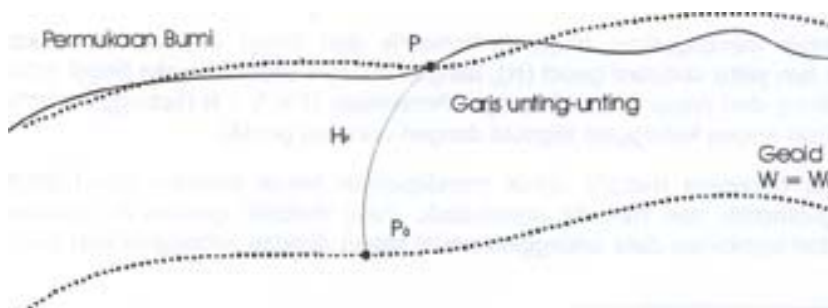
Dalam menentukan model tersebut dilakukan perhitungan undulasi geoid pada titik jaring kontrol nasional yang mempunyai ketinggian ellipsoid dan ketinggian orthometrik (pada titik yang berfungsi sebagai titik kontrol horisontal dan vertikal) menggunakan model geopotensial global yang tersedia, selanjutnya undulasi tersebut dibandingkan dengan undulasi hasil hitungan selisih tinggi ellipsoid dengan tinggi orthometrik pada titik yang bersangkutan.

TINGGI ORTHOMETRIK DAN ELLIPSOID

Tinggi orthometrik suatu titik dipermukaan bumi dapat didefinisikan sebagai jarak geometrik antara titik tersebut dipermukaan bumi dengan titik pasangannya di permukaan geoid dan diukur sepanjang garis unting-unting (plumb line) (mengacu pada proyeksi Pizzetti; Heiskanen and Moritz (1967), hal. 180).

$$H_P = \frac{C_P}{g_P} \tag{1}$$

dengan H_P adalah tinggi orthometrik pada titik P, $C_P = W_P - W_0$ adalah potensial di titik P dan g_P adalah gayaberat rata-rata sepanjang garis unting-unting dititik P



Gambar 1, Letak Bidang Ekipotensial dan geoid

Harga yang persis dari g memerlukan pengetahuan yang komplis dari masa jenis dari kulit bumi, yang secara praktisnya tidak bisa didapatkan. Oleh karena itu hams dibuat pendekatan untuk bisa mendapatkan tinggi orthometrik. Salah satu dari sistem tinggi orthometrik yang paling umum adalah Helmert, Yang didasarkan pada model reduksi Poincare-Prey. Nilai pendekatan untuk gaya berat di dalam kulit bumi diperoleh dengan tiga langkah-langkah sebagai berikut:

1. menghilangkan plat Bouguer dari kepadatan yang seragam
2. menerapkan free-air kesinambungan ke bawah (*Downward Continuation*) menggunakan normal gradien gaya berat
3. mengembalikan plat Bouguer

Rata-Rata nilai gaya berat sepanjang garis unting-unting dihitung dari rata-rata gaya berat di titik. Dengan menggantikan nilai nominal untuk kepadatan, $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$, dan normal gradien

$$\frac{\partial \gamma}{\partial h} = 0.3086$$

gaya berat ... mGal/m, kita memperoleh persamaan yang disederhanakan seperti di bawah ini:

$$\bar{g}_P = g_P + 0.0424H_P$$

(2)
dimana unit yang berhubungan dengan 'faktor' dari 0.0424 adalah mGal/m dan H_p yang dinyatakan dalam meter. Jika persamaan (2) digantikan ke dalam Persamaan (1), maka akan diperoleh Tinggi Helmert dan sering digunakan dalam praktek untuk perhitungan tinggi secara numerik di atas geoid sebagai berikut:

$$H_p = \frac{C_p}{g_p + 0.0424H_p}$$

(3)

Haruslah dicatat bahwa perhitungan rata-rata gaya berat sepanjang garis unting-unting dengan cara ini memerlukan H_p , oleh karena itu persamaan (1) pada umumnya dipecahkan melalui iterasi.

Bentuk fisik dari bumi dapat didekati dengan permukaan secara matematik dengan ellipsoid yang berputar yang didefinisikan dengan sumbu panjang (a), dan pengepengan (*flatening*) (f), semua bentuk ellipsoid yang lain dan quantities besarannya dapat diturunkan dari kedua parameter ini.

Posisi suatu titik diatas ellipsoid dapat dinyatakan dengan koordinat geodetik (Lintang, Bujur dan tinggi) yang terdefinisi pada gambar diatas dimana lintang geodetik adalah sudut yang dibentuk oleh perpotongan arah normal pada suatu titik dengan bidang ekuator dengan harga positif ke utara dan negatif ke selatan, bujur geodetik adalah sudut yang dibentuk oleh bidang meridian yang 0° (di greenwich) dengan bidang meridian yang melewati titik yang bersangkutan, positif ke timur dan negatif ke barat. Sedangkan tinggi ellipsoid (h) merupakan jarak dari satu titik di permukaan bumi ke permukaan ellipsoid yang diukur sepanjang garis normal.

GPS (Global Positioning System) adalah sistem navigasi dan penentuan posisi menggunakan satelit yang dikembangkan dan dikelola oleh Departemen Pertahanan Amerika Serikat. GPS ini dapat memberikan informasi tentang posisi, kecepatan dan waktu dimana saja dimuka bumi setiap saat, dengan ketelitian penentuan posisi dalam fraksi milimeter sampai dengan meter. Kemampuan jangkauannya mencakup seluruh dunia dan dapat digunakan banyak orang setiap saat pada waktu yang sama. (Abidin,H.Z, 2000).

Prinsip dasar penentuan posisi dengan GPS adalah perpotongan kebelakang dengan pengukuran jarak ke satelit. Ketelitian penentuan posisi dengan satelit akan dipengaruhi oleh beberapa faktor berikut:

- Jenis Receiver GPS yang digunakan
- Metoda pengamatan
- Besaran pengamatan yang digunakan
- Strategi pengolahan data

Jadi dalam menentukan posisi yang teliti keempat faktor diatas harus diperhatikan. Untuk penentuan posisi teliti biasanya digunakan alat GPS tipe geodetik, metoda pengamatan statik differensial, besaran pengamatan yang diamati adalah carrier-beat phase dan solusi akhir dari pengolahan data adalah ambiguity-fixed double difference.

Secara umum dari penentuan posisi dengan satelit GPS diketahui bahwa ketelitian komponen posisi horisontal (ϕ, λ) lebih teliti dari posisi vertikal (h), kira-kira 3-4 kali lebih teliti (Priyatna, 1997). Hal ini disebabkan terutama oleh beberapa faktor berikut:

- Geometri atau konfigurasi satelit saat pengamatan
- Sisa efek berbagai kesalahan, diantaranya efek troposfer, ionosfir dan kesalahan orbit yang arahnya vertikal dari satelit ke permukaan bumi yang tidak tereleminasi dalam proses pengolahan data.
- Akurasi koordinat titik yang digunakan sebagai titik tetap/referensi dalam penentuan posisi secara relatif

Dengan demikian agar diperoleh komponen vertikal (h) yang kualitasnya lebih baik, harus mempertimbangkan ke tiga faktor diatas, dan waktu pengamatan harus dipilih pada saat konfigurasi satelit yang baik.

Untuk baseline yang panjang (> 20 km), kesalahan sisa efek atmosfer akan mulai berpengaruh. Kesalahan tersebut dapat direduksi melalui pengkoreksian efek troposfir berdasarkan pengamatan data meteorologi seperti tekanan, suhu dan kelembaban udara di lokasi pengamatan.

Efek ionosfir dapat direduksi melalui data fasa frekuensi ganda pada pengolahan datanya. Efek kesalahan orbit terutama kesalahan dalam arah radial, dapat ditekan pengaruhnya melalui perbaikan orbit dan penggunaan data orbit teliti (precise orbit). Pada perangkat lunak pengolah data ilmiah seperti Bernese, Gypsy, Gamit dan lain-lain biasanya sudah tersedia fasilitas untuk perbaikan orbit.

Seperti diketahui dalam penentuan posisi secara relatif (differensial), koordinat titik tetap harus terletak pada sistem referensi yang sama dengan koordinat satelit. Penyimpangan koordinat titik tetap dari yang seharusnya pada sistem referensi yang digunakan, pengaruhnya akan semakin besar bila jarak dari titik tetap/referensi terhadap titik yang akan ditentukan posisinya semakin jauh. (Santerre, 1991).

UNDULASI GEOID

Tinggi geoid atau undulasi geoid dapat didefinisikan sebagai jarak dari ellipsoid referensi dengan permukaan geoid yang diukur sepanjang normal ellipsoid. Sedangkan geoid menurut Gauss-Listing adalah suatu permukaan equipotensial dari bidang gravitasi bumi yang menyatu dengan rata-rata permukaan laut.

Ada beberapa metode untuk menghitung geoid diantaranya levelling astronomi, perhitungan geoid gravimetrik menggunakan pendekatan Stokes atau Molodensky, serta penggunaan kolokasi kuadrat terkecil (Heiskanen and Moritz, 1967 dan Moritz, 1980).

Perhitungan geoid didasarkan pada Persamaan Stokes yang dipublikasikan tahun 1849. Dengan Persamaan ini dimungkinkan perhitungan undulasi geoid berdasarkan data-data gayaberat. Adapun Persamaan Stokes tersebut adalah sbb:

$$N(P) = \frac{\delta GM}{R\gamma} - \frac{\Delta W_o}{\gamma} + \frac{R}{4\pi\gamma} \int_{\lambda=0}^{2\pi} \int_{\varphi=-\pi/2}^{\pi/2} St(\psi_{PQ}) \Delta g(Q) \cos \varphi_Q d\varphi_Q d\lambda_Q \quad (4)$$

Dimana: N(P): Undulasi geoid di titik P, AW: Perbedaan antara potensial di permukaan geoid (Wo) dan potensial pada referensi elipsoid yang digunakan (Uo), δGM: perbedaan GM (konstanta gayaberat kali masa) yang tidak diketahui antara bumi nyata dan model elipsoidnya, P: titik perhitungan, Q: titik-titik data anomali gayaberat, R: rata-rata jari-jari bumi, Δg(Q): Anomali gaya berat di titik Q, St(ψ_{PQ}): Fungsi Stokes dengan ψ adalah jarak sferis dari titik P dan Q, γ: rata-rata normal gayaberat pada elipsoid dan φ, λ: Koordinat lintang dan bujur,

Dari persamaan (4), untuk keperluan perhitungan undulasi geoid diperlukan data anomali gayaberat diseluruh permukaan bumi dengan kerapatan yang kontinyu (baca: sangat rapat). Kenyataannya, di lapangan data yang dibutuhkan ini tidak didapatkan atau tidak tersedia. Andaikan data-data tersebut tersediapun diperlukan komputer yang canggih (super computer) dan waktu yang lama untuk memproses data yang jutaan atau bahkan milyaran jumlahnya. Untuk itu disusun strategi untuk mengatasinya, yaitu dengan menggabungkan model geoid global, N_L (untuk menghitung sinyal-sinyal geoid gelombang panjang) dan model geoid lokal hasil pemanfaatan data lokal di sekitar daerah perhitungan, N_s (untuk menghitung sinyal-sinyal geoid gelombang pendek). Sehingga perhitungan geoid menjadi N = N_L + N_s (Khafid, 2000)

Dari ketiga tinggi (tinggi orthometrik, tinggi ellipsoid dan tinggi/undulasi Geoid) tersebut terdapat hubungan dapat dinyatakan dengan Persamaan :

$$h = H + N \quad (5)$$

dimana H adalah tinggi orthometrik, h adalah tinggi ellipsoid dan N adalah undulasi geoid.

MODEL GEOID GLOBAL

Representasi potensial medan gayaberat bumi dengan data koefisien model potensial global mengalami perkembangan yang sangat berarti sejak 40 tahun silam. Perkembangan yang pesat ini terutama didorong oleh kemajuan dibidang persatelitan dan teknik komputer. Sejak peluncuran satelit pertama milik Amerika pada tahun 1958, perhitungan medan gayaberat bumi dengan bantuan pengamatan satelit maju dengan pesat. Terutama satelit-satelit berlintasan rendah merupakan sumber yang sangat penting dalam studi-studi ilmu kebumihan dan oseanografi.

Berbagai aspek dalam geodesi fisis (antara lain: pembuatan global model koefisien potensial, penentuan orientasi bumi, pengukuran posisi dlsb) merasakan perkembangan yang cepat dari satelit geodesi. Dan kebanyakan permasalahan dalam geodesi fisik sedikit banyak bersifat dinamis yang berarti menuntut formulasi sebagai fungsi dari waktu, (Khafid, 1992).

Tabel 1. Pengelompokan panjang gelombang medan gayaberat bumi (dari Reigber, 1989)

Panjang gelombang	Panjang	Menengah	Pendek	Sangat pendek
• km	>8000	>1000	>200	<200
<i>N</i>	<5	<36	<200	>200
<i>S</i>	>10°	>5°	>1°	<1°

Kombinasi dari berbagai macam jenis data dipakai untuk membuat global model koefisien potensial menjadi semakin lebih baik. Pengumpulan data dari pengamatan satelit semakin bertambah banyak seiring dengan kemajuan teknologi dan perkembangan kualitas pemodelan dari berbagai parameter yang mempunyai kontribusi dalam medan gayaberat. Meskipun demikian medan gayaberat yang bisa dimodelisasi dengan data-data pengamatan satelit tetap saja terbatas. Keterbatasan ini antara lain disebabkan oleh :

- Dalam kenyataannya bahwa kebanyakan hanya satelit berlintasan tinggi dan menengah yang teramati oleh jaringan global stasiun pengamatan di bumi.
- Sebaran geografis dari data pengamatan yang tidak rapat

Dalam pemodelan geopotensial, data-data pengamatan satelit dapat diklasifikasikan seperti tertera dalam tabel 1., dimana λ adalah panjang gelombang, n maximal derajat yang akan dicapai dan s jarak pada permukaan bumi, (Reigber, 1989).

Untuk memperoleh model koefisien potensial global yang lebih detail ataupun yang lebih baik, data-data dari analisis lintasan satelit dikombinasikan dengan semua data yang berhubungan erat dengan potensial gayaberat bumi, (Rapp, 1992). Satu dari data tersebut adalah anomali gayaberat yang diperoleh dari survei lapangan. Data ini secara geografis mempunyai sebaran yang bervariasi; di beberapa tempat di permukaan bumi data ini telah diukur dengan resolusi tinggi sedangkan di tempat lain bahkan belum terukur sama sekali. Secara kualitatif-pun data anomali gayaberat secara geografis sangat berbeda-beda. Perbedaan sebaran dan ketelitian data inilah yang menyebabkan ketelitian perhitungan besaran medan gayaberat bervariasi menurut letak geografisnya. Jenis data lain yang dapat digunakan untuk pembuatan global model koefisien potensial adalah data pengukuran tinggi

permukaan air dari satelit altimetri. Meskipun permukaan laut bukanlah permukaan equipotensial, namun variasi terhadap geoid boleh dibilang kecil (+ 1 meter) sebagai akibat eksistensi topografi permukaan laut. Karena pengukuran satelit altimetri sepanjang track sangat rapat, data-data yang diperoleh darinya sangat mendukung sekali untuk pembuatan global model koefisien geopotensial sampai derajat 360, (Rapp, 1992). Sebetulnya pengukuran yang dilakukan oleh satelit altimetri dapat dianalogikan pengukuran jarak dari stasiun bumi ke satelit. Dengan demikian pengukuran satelit altimetri sangat dipengaruhi oleh efek gayaberat bumi. Oleh karenanya, jelas kiranya bahwa data satelit altimetri mengandung informasi yang signifikan tentang medan gayaberat bumi, terutama di lautan.

Potensial pada sebuah titik P dengan koordinat jari-jari geosentris r , lintang dan bujur geosentris masing-masing φ dan λ dapat dipresentasikan sebagai berikut:

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \right] \quad (6)$$

Dimana GM : Konstanta gravitasi geosentris, a : setengah sumbu panjang elipsoid, r : jarak ke pusat bumi, φ : koordinat bujur geosentris bola, λ : koordinat lintang geosentris bola, C_{nm} , S_{nm} : koefisien geopotensial bola ternormalisasi penuh dan P_{nm} : Fungsi Legendre jenis pertama terasosiasi dan ternormalisasi penuh

Catatan: Penjumlahan bergerak dari derajat 0 sampai tak terhingga. Pada prakteknya hanya tersedia data koefisien geo-potensial sampai pada derajat tertentu sebagai akibat kombinasi data anomali gayaberat ataupun undulasi terbatas.

Gangguan Potensial, T pada titik P didefinisikan sebagai perbedaan antara aktual potensial gayaberat bumi dan potensial normal yang diasosiasikan dengan elipsoid equipotensial yang berotasi (medan normal Somigliana-Pezetti). Diturunkan dan persamaan (6), gangguan potensial T dapat dirumuskan sebagai:

$$T(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \quad (7)$$

dimana GM : Konstanta gravitasi geosentris, a : setengah sumbu panjang elipsoid r : jarak ke pusat bumi, φ : koordinat bujur geosentris bola, λ : koordint lintang geosentris bola $\square C_{nm}$, $\square S_{nm}$: adalah perbedaan antara koefisien harmonik dan koefisien geopotensial bola ternormalisasi penuh dan P_{nm} : Fungsi Legendre jenis pertama terasosiasi dan ternormalisasi penuh.

Geoid adalah permukaan equipotensial yang paling mendekati rata-rata permukaan air laut Undulasi geoid, N ini didefinisikan sebagai jarak antara permukaan geoid dan referensi elipsoid yang dipilih. Menurut persamaan Brun, undulasi geoid dirumuskan sebagai, (lihat Heiskanen dan Moritz, 1967, persamaan 7) :

$$N_p = \frac{T_p - (W_o - U_o)}{\gamma_p} \quad (8)$$

dimana \square_p adalah normal gayaberat di titik P. T_p adalah gangguan potensial, W_o adalah potensial di geoid dan U_o adalah potensial di ellipsoid.

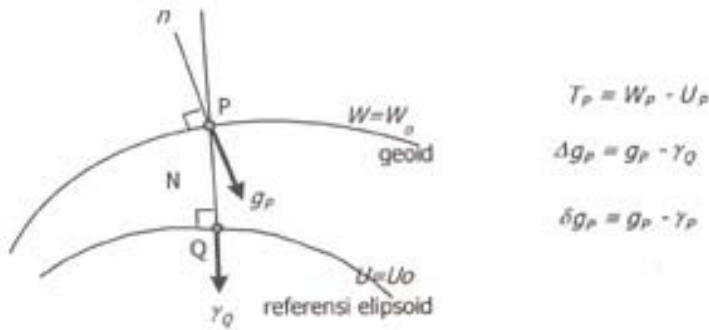
Atau undulasi geoid dapat juga dituliskan dengan:

$$N_p^L = N_o + \frac{GM}{r_p \gamma_p} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \quad (9)$$

dan,

$$N_o = \frac{GM - GM_o}{r_p \gamma_p} - \frac{(W_o - U_o)}{\gamma_p} \quad (10)$$

dimana N_0 (term order nol) biasanya dalam praktek diabaikan, terutama dalam hal perhitungan undulasi geoid regional. Pengabaian ini berdasarkan asumsi bahwa $GM=GM_0$ dan $W_0=U_0$, atau kalaupun $N_{0 \neq 0}$ kesalahan yang ditimbulkan hanyalah merupakan kesalahan bias yang dapat dieliminasi dengan merelatifkan hasil perhitungan undulasi geoid ke sebuah titik referensi di daerah perhitungan.



Gambar 2. Geoid dan referensi elipsoid

Untuk titik-titik di daratan, perhitungan dengan persamaan (9) kurang teliti (Rapp, 1994). Persamaan yang lebih teliti adalah sebagai berikut:

$$N_P = N_0 + \frac{GM}{r_P \gamma_P} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) + \frac{\Delta g_B}{\gamma} H \quad (11)$$

dimana Δg_B adalah Bouguer anomali gayaberat dan H ketinggian orthometris. Term koreksi Bouguer dalam persamaan (11) ini signifikan terutama untuk daerah pegunungan Model Geoid Lokal.

Karena pada prakteknya dari model geopotensial global (persamaan 11) hanya tersedia koefisien geo-potensial sampai pada derajat tertentu (baca: sampai sekarang maximal 1800), maka pada prinsipnya hanya sinyal berpanjang gelombang panjang saja yang bisa dihitung dari global model ini. Terapan untuk perhitungan geoid teliti, geoid yang dihasilkan dari global model mestilah dikombinasikan geoid bergelombang panjang pendek sebagai hasil kontribusi data-data gayaberat lokal. Kontribusi data gayaberat lokal ini dirumuskan sebagai berikut:

$$N_P^S = \frac{R}{4\pi\gamma_{\sigma_0}} \int St(\psi) [\Delta g_{\text{local}} - \Delta g_{\text{global}}] d\sigma \quad (12)$$

dimana Δg_{global} (anomali gayaberat udara bebas dari model global) dapat dihitung dengan model harmonik-bola koefisien potensial sbb:

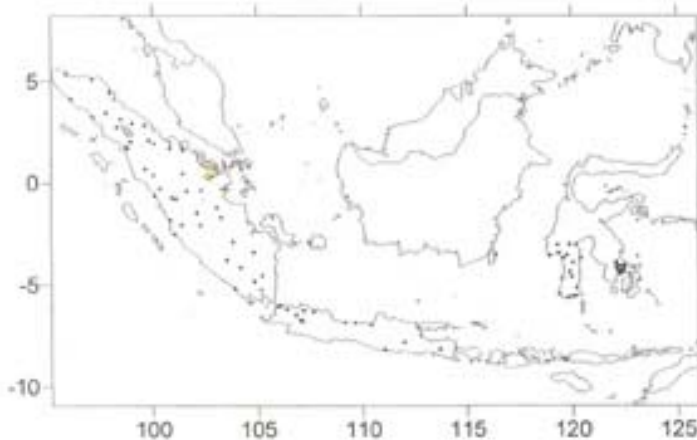
$$\Delta g_P = \frac{GM}{r_P^2} \sum_{n=2}^{\infty} (n-1) \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \quad (13)$$

Dengan Persamaan pokok seperti yang tertera pada persamaan (13), usaha-usaha untuk merealisasikan model geoid lokal di wilayah Indonesia yang lebih baik dari model global telah dilakukan oleh BAKOSURTANAL maupun Geodesi-ITB.

DATA KOORDINAT GEODETIK DAN TINGGI ORTHOMETRIK

Titik-titik yang dipilih dalam penulisan tugas akhir ini adalah titik jaring kontrol horisontal (JKHN) yang mempunyai koordinat geodetik dan tinggi orthometrik. Data

koordinat ini didapat dari Bidang Kerangka Kontrol Pusat Geodesi dan Geodinamika Bakosurtanal. Titik yang digunakan terletak di Pulau Sumatera sebanyak 41 titik, Pulau Jawa 14 titik, Sulawesi Selatan 17 titik dan Sulawesi Tenggara 14 titik. Sebaran titik dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 3. Sebaran Titik-titik yang digunakan.

DATA MODEL GEOPOTENSIAL GLOBAL

Selain data koordinat tersebut diatas dikumpulkan juga data Model Geo Potensial Global. Data MPG yang digunakan dapat dilihat pada tabel 2 dibawah ini. Pada tabel tersebut tercantum tahun pembuatan dengan besarnya orde maksimal yang tersedia. Selain itu ada tercantum asal dari pembuatan data MPG tersebut. Pada tabel tersebut ada juga asal dari pembuatan model MPG misalnya OSU91A itu berasal dari data MPG GEMT2 ditambah dengan data dari pengamatan gayaberat dan dari altimetri, dengan perincian S adalah Satelit, G adalah data gaya berat dan A adalah data altimetri.

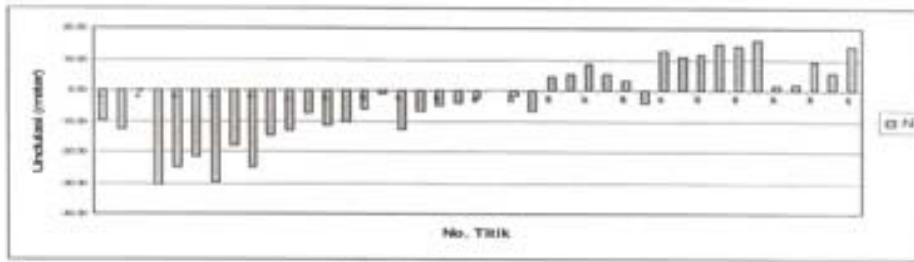
Tabel 2. Daftar Model Geopotensial Global

No.	Nama Model	Tahun	Orde	Asal	Dikeluarkan Oleh
1	EGM96	1996	360	EGM96S,G,A	NIMA
2	EGM96S	1996	70	S	NIMA
3	EIGEN-1	2002	119	S(Champ)	GFZ
4	EIGEN01S	2002	140	S(GRACE)	GFZ
5	EIGEN-2	2003	140	S(Champ)	GFZ
6	GPM98CR	2000	360	S,G,A	Universiteit Kalsruhe
7	ITG Champ01E	1998	720	EGM96,G,A	Universiteit Bonn
8	ITG Champ01S	2003	75	S(Champ)	Universiteit Bonn
9	ITG Champ01K	2003	70	S(Champ)	Universiteit Bonn
10	PGM2000A	2003	70	S(Champ)	Universiteit Bonn
11	OSU9A	1991	360	GEMT2,G,A	OSU
12	TUM-1S	2003	60	S(Champ)	TUM
13	TUM-2Sp	2003	60	S(Champ)	TUM

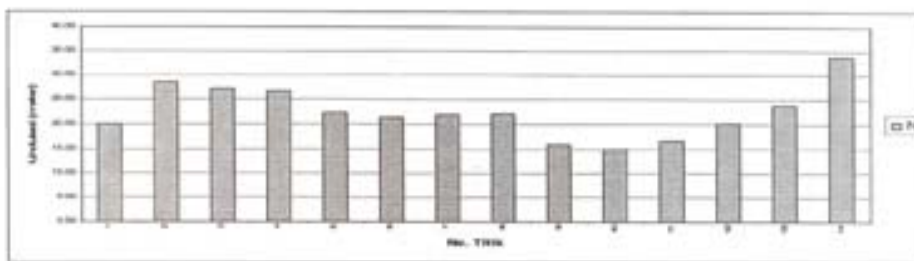
HITUNGAN UNDULASI GEOID METODA GEOMETRIK

Dari data koordinat geodetik dan tinggi orthometrik ditentukan undulasl geoid

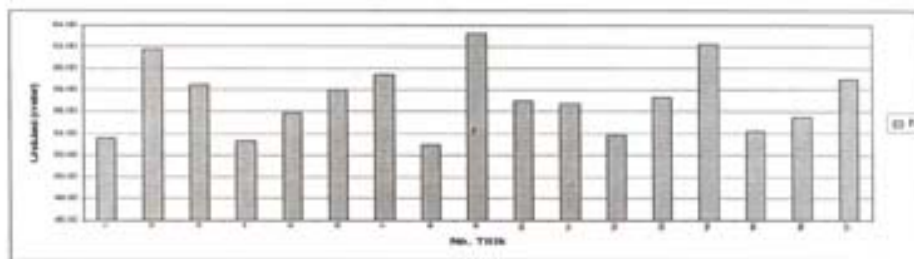
masing-masing titik dengan cara menghitung selisih tinggi ellipsoid dengan tinggi orthometrik ($N = h - H$). Hasilnya dapat dilihat pada gambar-gambar di bawah ini.



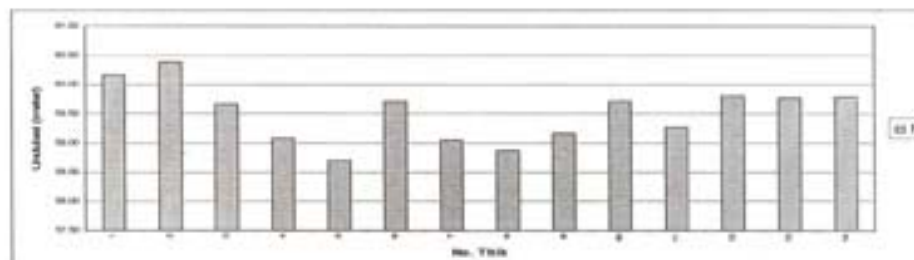
Gambar 4. Undulasi Geoid Geometrik Daerah Sumatera



Gambar 5. Undulasi Geoid Geometrik Daerah Jawa



Gambar 6. Undulasi Geoid Geometrik Sulawesi Selatan



Gambar 7. Undulasi Geoid Geometrik Sulawesi Tenggara

HITUNGAN UNDULASI GEOID MENGGUNAKAN MODEL GEOPOTENSIAL GLOBAL.

Perhitungan undulasi geoid akan dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak Global. Program ini dibuat dengan menggunakan persamaan (9) untuk mencari N_L . Dalam program ini untuk menghitung undulasi geoid pada suatu titik diperlukan data koordinat geodetik (lintang, bujur) dan model geopotensial global yang akan digunakan. (lihat diagram alir berikut) :



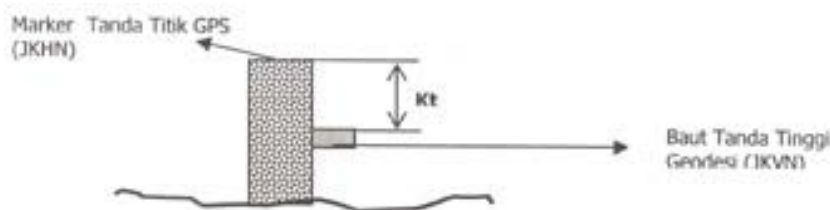
Gambar 8. Diagram Alir Hitungan Undulasi Geoid dari Data Model Geo Potensial Global

Dengan cara hitungan seperti diagram alir diatas dilakukan hitungan undulasi geoid pada masing-masing titik menggunakan 13 model geopotensial global.

PENENTUAN MODEL GEOPOTENSIAL GLOBAL

Untuk dapat menentukan model geopotensial global mana yang baik serta karakteristik masing-masing model dalam hitungan geoid untuk daerah Sumatera, Jawa dan Sulawesi, Ketelitian hasil hitungan sangat tergantung dari ketelitian data yang digunakan, ditinjau dari ketelitian data yang digunakan dapat dikemukakan sebagai berikut:

- Data Koordinat Geodetik Data koordinat geodetik yang digunakan adalah data koordinat jaring kontrol horisontal nasional yang didapat dari hasil penentuan posisi dengan satelit GPS dengan ketelitian sekitar ± 1 cm kearah horisontal dan ± 2 cm kearah vertikal, dalam datum yang sama yaitu DGN95.
- Data Tinggi Orthometrik Data tinggi orthometrik yang digunakan adalah tinggi jaring kontrol vertikal nasional yang didapat dari hasil pengukuran sipat datar teliti dan pengukuran gayaberat dan dihitung dalam sistem tinggi orthometrik, dengan ketelitian tinggi sekitar ± 2 cm. Datum tinggi yang digunakan adalah muka laut rata-rata dan berbeda untuk masing-masing pulau. Hal ini akan memberikan kontribusi kesalahan dalam perhitungan undulasi geoid secara geometri.
- Kondisi Pilar dilapangan Pada umumnya referensi titik pada pilar titik kontrol dilapangan tidak sama, hal ini akibat perbedaan antara disain pilar kontrol horisontal dengan pilar kontrol vertikal, perhatikan gambar berikut:



Gambar 9. Perbedaan Referensi Titik JKH dengan JKV

Pengukuran penentuan posisi horisontal dilakukan terhadap titik brastablet yang dipasang dibagian atas pilar, sementara baut kuningan tanda tinggi dipasang dibagian samping, kalau terjadi kesalahan atau lupa mengukur perbedaan tinggi dari brastablet ke tanda tinggi (K_t) akan menimbulkan kesalahan dalam perhitungan undulasi geoid

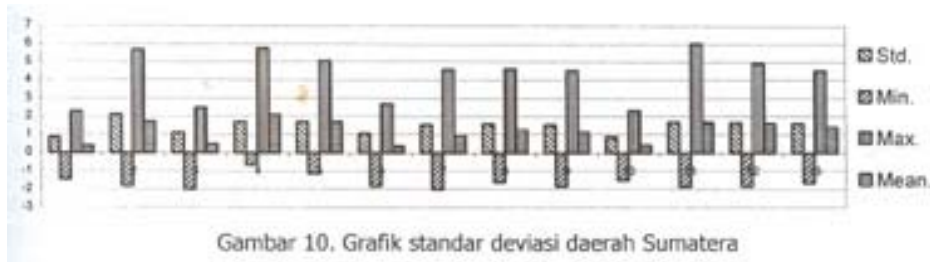
secara geometri.

- d. Data Model Geo Potensial Global Data MPG yang telah dikumpulkan berjumlah 13. Data tersebut dibuat berdasarkan bermacam-macam data. Ada yang murni dari satelit seperti data MPG EGM96S, EIGEN-1, EIGEN01S, EIGEN-2, ITG_Champ01E, ITG_Champ01S ITG_Champ01K, TUM-1S dan TUM-2Sp. Dan sisanya kombinasi dari data satelit serta data altimetri dan data gravitasi yang diukur di permukaan bumi EGM96, GPM98CR, PGM2000A dan OSU91A

PENYIMPANGAN HASIL HITUNGAN UNDULASI

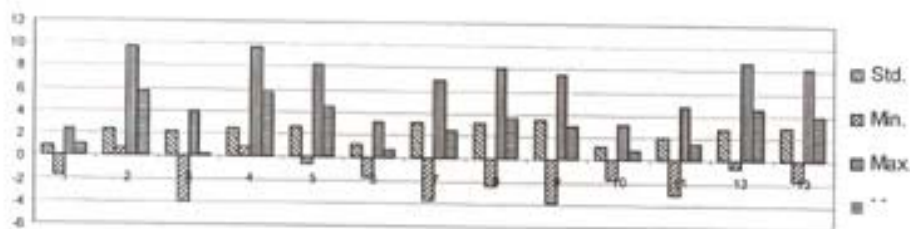
Untuk mengevaluasi undulasi geoid dari hitungan beberapa model data geopotensial global, sebagai pembandingan digunakan undulasi geoid yang dihitung dari data GPS-Levelling (undulasi yang didapat dari pengurangan tinggi ellipsoid dengan tinggi orthometri). Dari penyimpangan harga undulasi tersebut kemudian dihitung standar deviasi, harga maksimum dan minimum.

a. Daerah Sumatera



Gambar 10. Grafik standar deviasi daerah Sumatera

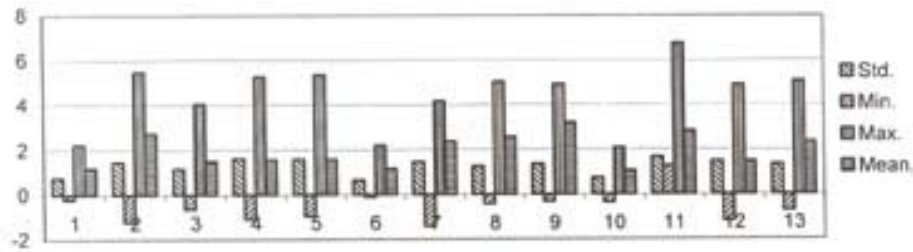
Ada 2 model geopotensial global yang menghasilkan undulasi geoid mendekati harga undulasi dari data gps-levelling yaitu Model EGM96 dan PGM2000A dengan standar deviasi 0.861 meter. Penyimpangan terbesar terjadi di titik No. Urut 23 (N1.1020/ TTG.1623 terletak di desa Lubuk Cubadak), beberapa kemungkinan penyebabnya adalah: terjadi kesalahan dalam penentuan tinggi orthometrik dilapangan seperti Titik kontrol horisontal tidak dalam satu pilar dengan titik kontrol vertikal tapi letaknya berdekatan.



Gambar 11. Grafik standar deviasi daerah Jawa

Undulasi geoid yang dihitung dari model Geo Potensial EGM 96 paling mendekati harga undulasi dari data gps-levelling. Penyimpangan terbesar terjadi di titik No. Urut 3 (N1.0250/TTG.1172 terletak di desa Pringkuku) sebesar 2.282 meter, beberapa kemungkinan penyebabnya adalah: terjadi kesalahan dalam penentuan tinggi orthometrik dilapangan seperti Titik kontrol horisontal tidak dalam satu pilar dengan titik kontrol vertikal tapi letaknya berdekatan.

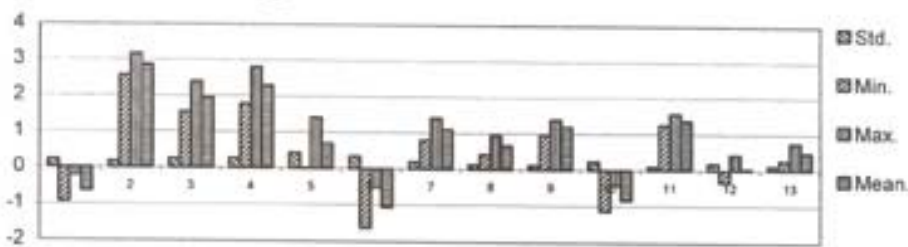
b. Daerah Sulawesi Selatan



Gambar 12. Grafik standar deviasi daerah Sulawesi Selatan

Undulasi geoid yang dihitung dari model Geo Potensial EGM 96 paling mendekati harga undulasi dari data gps-levelling. Di Sulawesi Selatan ada Tiga MPG yang mempunyai standar deviasi dibawah 1 meter yaitu EGM96, GPM98CR dan PGM2000A. Dari ketiga MPG tersebut GPM98CR mempunyai standar deviasi yang terkecil. Penyimpangan terbesar terjadi di titik no. Urut 14 dan 16 (N1.4057/TTG.0293 terletak di desa Palopo dan titik N1.4029/TTG.0001 di desa pertigaan tondong) dengan penyimpangan sebesar 2.238 meter dan 2.209 m, beberapa kemungkinan penyebabnya adalah: terjadi kesalahan dalam penentuan tinggi orthometrik dilapangan seperti Titik kontrol horisontal tidak dalam satu pilar dengan titik kontrol vertikal tapi letaknya berdekatan.

c. Daerah Sulawesi Tenggara



Gambar 13. Grafik standar deviasi daerah Sulawesi Tenggara

Di Sulawesi Tenggara ini semua MPG mempunyai standar deviasi di bawah 0.5 meter. Hal ini disebabkan kemungkinan karena waktu pengambilan data antara GPS dan Levelling pada tahun yang sama sehingga kemungkinan titik terganggu (seperti pengaruh gempa bumi) akan lebih kecil. Di Sulawesi Tenggara ini OSU91A mempunyai standar deviasi yang terkecil.

Dari keempat daerah studi ini secara keseluruhan undulasi yang dihitung dari data Model geopotensial EGM96 rata-rata menghasilkan penyimpangan terkecil dibandingkan model lainnya, yaitu sebesar 0.7 meter.

KESIMPULAN

Dari hasil penelitian ini dapat disimpulkan bahwa :

1. Model Geopotensial Global yang optimal untuk 4 daerah penelitian tidak sama. Daerah Sumatera adalah EGM96 dan PGM2000A, Jawa EGM95, sedang di Sulawesi Selatan GPM98CR dan Sulawesi Tenggara OSU91A.
2. Secara keseluruhan EGM96 masih merupakan MPG yang terbaik.
3. Rata-rata penyimpangan undulasi model dari undulasi gps levelling tidak sama untuk

masing-masing pulau, hal ini disebabkan perbedaan datum tinggi masing-masing pulau.

4. Perbedaan tinggi Ellipsoid dari GPS dan tinggi orthometrik dari levelling dalam tahun yang sama menghasilkan standar deviasi dibawah setengah meter untuk semua itiodel (studi kasus Sulawesi Tenggara).

SARAN

1. Untuk lebih akuratnya penelitian ini disarankan untuk menambah data titik kontrol geoid terutama untuk daerah jawa.
2. Untuk memperbaiki jaringan pengontrol geoid ini perlu kiranya data leveling di sumatera dan jawa di perbaiki dan juga titik kontrol yang ada data leveling dan data GPSnya ditambah.
3. Disarankan untuk membina basisdata jaringkontrol

DAFTAR PUSTAKA

- Albertella A., Venuti G. Problems and new concepts in local geoid solutions. IGES Bulletin, 1999.
- Abidin, H.Z, PENENTUAN POSISI DENGAN GPS DAN APUKASINYA, PT Pradnya Paramita, Jakarta. Edisi kedua, 2000.
- BIAGI L, BROVELLI M.A. AND NEGRETTI M. A geomatic approach to local geoid computation. IGES Bulletin, 1999.
- Featherstone W. E., On the Use of the Geoid in Geophysics: A Case Study Over the North-West Shelf of Australia, *Exploration Geophysics*, 28(1): 52-57, 1997.
- G. Fotopoulos, C. Kotsakis, and M.G. Sideris, Determination of the Achievable Accuracy of Relative GPS/Geoid Levelling in Northern Canada, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, 2500 University Drive N.W., Calgary, Alberta, Canada, T2N 1N4, Tel: +1(403)2204984, Fax: +1(403)2841980, Email: gfpou@ucal.
- Georgia Fotopoulos. An Analysis on the Optimal Combination of Geoid, Orthometric and Ellipsoidal Height Data. A THESIS SUBMITTED TO THE FACULTY OF GRADUATE STUDIES IN PARTIAL FULFILLMENT OF THE REQUIREMENTS FOR THE DEGREE OF DOCTOR OF PHILOSOPHY. DEPARTMENT OF GEOMATICS ENGINEERING, CALGARY, ALBERTA. DECEMBER, 2003.
- Hussein A. Abd-Elmotaal and Norbert Kiihtreiber, Astrogeodetic Geoid Determination Using Seismic Moho Information. IGES Bulletin, 1999.
- Kazuo Shibuya, Koichiro Doi, and Shigeru Aoki. Precise determination of geoid height and free-air gravity anomaly at Syowa Station, Antarctica. *Earth Planets Space*, 51, 159-168, 1999.
- Khafid, Hendrayana E dan Subarya C. PENENTUAN TINGGI ORTHOMETRIK DENGAN GPS EVALUASI BERBAGAI MODEL DI WILAYAH INDONESIA, Forum Koordinasi dan Seminar Sehari, Kesiapan Jaring Kontrol Geodesi Dalam Memasuki Milenium III, April 1999, Pusat Survei Dasar, BAKOSURTANAL. 37 - 55.
- M.J. Amos and W.E. Featherstone, COMPARISONS OF RECENT GLOBAL GEOPOTENTIAL MODELS WITH TERRESTRIAL GRAVITY FIELD DATA OVER NEW ZEALAND AND AUSTRALIA, *Geomatics Research Australasia*.
- Prijatna K. Dan Soemidjan P. PENENTUAN BEDA TINGGI ORTHOMETRIK DENGAN GPS DAN PERMASALAHANNYA, Jurusan Teknik Geodesi ITB, 1997.
- Rummel, R. Voorlopige Versi Collegediktaat Fysische Geodesi I (GE12) Deel 1 (Physical Geodesy), TU Delft, September 1991.
- Sanso, F. A Compendium of Physical Geodesy in View of Geoid Computation and Related

- Height Questions, IGS, Johor, 21-25 Februari 2000.
- Tscherning C.C. & Rapp R.H. Closed covarian expressions for gravity anomalies, geoid undulation and deflection of vertical implied by anomaly degree variance models. The Ohio State University, Department of Geodetic Science, Report no. 208, Columbus/Ohio, 1974.
- Wenzel, G. Global Models of the Gravity Field of High and Ultra-High Resolution, Geodatisches Institut, Universitat Karlsruhe, Karlsruhe, 2000.