

BAB II

TINJUAN PUSTAKA

1.1 Satelit Altimetri

Sistem satelit altimetri berkembang sejak tahun 1975, ketika diluncurkannya sistem satelit Geos-3. Pada saat ini secara umum sistem satelit altimetri mempunyai tiga objektif ilmiah jangka panjang yaitu mengamati sirkulasi lautan global, memantau volume dari lempengan es kutub, dan mengamati perubahan muka laut rata-rata (MSL) global [8].

Dalam konteks geodesi, objektif terakhir dari misi satelit altimetri tersebut adalah yang menjadi perhatian. Dengan kemampuannya untuk mengamati topografi dan dinamika dari permukaan laut secara kontinyu, maka satelit altimetri tidak hanya bermanfaat untuk pemantauan perubahan *MSL* global, tetapi juga akan bermanfaat untuk beberapa aplikasi geodetik dan oseanografi seperti yang diberikan [8]:

- Penentuan topografi permukaan laut (SST)
- Penentuan topografi permukaan es
- Penentuan geoid di wilayah lautan
- Penentuan karakteristik arus dan eddies
- Penentuan tinggi (signifikan) dan panjang (dominan) gelombang
- Studi pasang surut di lepas pantai
- Penentuan kecepatan angin di atas permukaan laut
- Penentuan batas wilayah laut, dan es
- Studi fenomena El Nino
- Manajemen sumber daya laut
- Unifikasi datum tinggi antar pulau

Begitu banyak hal yang dapat kita pelajari dengan mengaplikasikan teknologi satelit altimetri, sehingga teknologi ini mulai menjadi tren baru dalam dunia science dan rekayasa geodesi kelautan, oceanografi, dan bidang-bidang ilmu terkait lainnya.

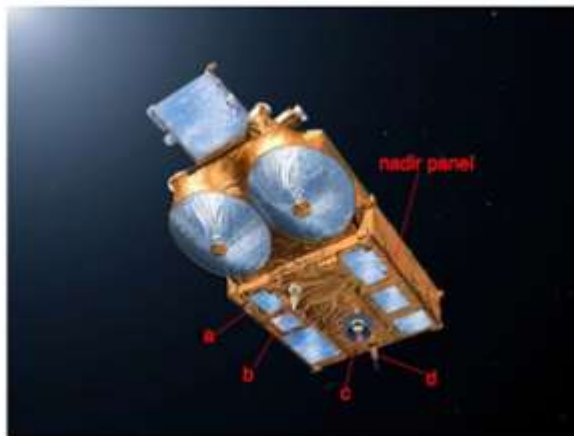
2.2 Satelit Cryosat 2

Cryosat-2 membawa radar altimetry yang canggih untuk memenuhi dua tujuan utamanya. Pertama adalah untuk mendapatkan pengukuran teliti dari ketebalan es yang mengambang di lautan sehingga variasi tahunannya dapat dideteksi. Kedua adalah untuk mengamati permukaan dari lapisan es secara akurat untuk mendeteksi perubahan kecil yang terjadi. Radar altimetri pada *Cryosat-2* didasarkan pada *Cryosat-1* dan dengan beberapa tambahan yang didesain untuk menghasilkan pengukuran permukaan es yang lebih baik. Karena pengoperasiannya menggunakan mode SAR dan *interferometry*, altimeter yang digunakan disebut dengan *SIRAL (SAR Interferometric Radar Altimeter)*. *Cryosat-2* berada pada inklinasi orbit yang tinggi sehingga mampu mencapai lintang 88° di utara dan selatan bumi [4][9].

Cryosat-2 akan menghasilkan informasi mengenai ketebalan es yang mengapung di lautan dengan mengukur *freeboard* dari apungan es yaitu tinggi dari ketebalan es yang berada diatas permukaan air. Teknik ini sudah digunakan oleh altimeter *ERS-1*, tetapi instrument ini sama seperti radar altimeter yang lainnya, terhambat oleh resolusi spasialnya yang rendah, yaitu sekitar 5 km. *Cryosat-2* akan mengembangkan kemampuan resolusi spasialnya sampai 250 m pada arah *along-track* dengan menggunakan teknik *Synthetic Aperture*. Misi utama satelit ini adalah mempelajari perubahan cuaca yang terjadi di bumi beberapa waktu terakhir ini, serta mengukur ketebalan permukaan es di Antartika dan Greenland dan beberapa kawasan es lain di Bumi. *Cryosat-2* sebelumnya diberi nama *Srysat*. Pada tahun 2005 satelit ini gagal diluncurkan [4][9].

Tabel 2.1 Informasi Satelit Cryosat 2

Cryosat-2 overview	
Diluncurkan	8 April 2010
Durasi Misi	Minimum 3 tahun
Orbit	LEO, <i>non Sun-synchronous</i>
- Altitude	717 km
- Inclination	92 deg
- Repeat cycles	369 hari dengan 30 hari sub-cycle
- Jumlah Orbit	5344 Orbit / tahun
Payload	<i>SIRAL (SAR/Interferometric Radar Altimeter)</i>
	<i>DORIS receiver</i>
	<i>Laser retroreflector</i>
	<i>Star-trackers (3)</i>
Masa	720 kg
Dimensi	4.60 x 2.4 x 2.2 m
Penyedia Peluncuran	International Space Company Kosmotras
Peluncur	Russian/Ukrainian <i>Dnepr based on SS-18 intercontinental ballistic missile</i>



Gambar 2.1 Gambar ini menjelaskan bagian bagian dari satelit *Cryosat-2* a). Reflektor *SLR* b). *Doris Receiver* untuk penentuan orbit c). Antena *X-Band* d). Antena *S-Band* [9]

Cryosat-2 memantau Bumi dari ketinggian diatas 700 km pada lintang 88°. Satelit ini merupakan tipe *Geodetic Mission* dimana satelit ini akan terus mengorbit mengelilingi bumi. *Cryosat-2* ini memantau perubahan ketebalan lapisan es kutub dan es yang mengapung di laut dengan keakuratan tinggi sehingga dengan kemampuan jangkauan observasi yang lebih luas, satelit ini telah menunjukkan hasil pemahaman yang lebih menyeluruh tentang laju menghilangnya lapisan es di darat dan di laut. Meski semula dirancang untuk lapisan es, kemudian kemampuannya dikembangkan untuk memantau permukaan danau dan sungai-sungai besar[4][9].

Pengukuran *cryosat-2* akan memiliki 20 kali resolusi spasial 250 meter sampai 5000 meter. Keakuratan pengukuran ketebalan sekitar 10% dari perubahan setahun penuh. Akurasi yang diharapkan dari perubahan ketebalan untuk Arctic laut es 1,6 cm/tahun untuk lapisan es regional tanah 3,3 cm/tahun, untuk lapisan es di Antartika 0.17 cm/tahun [4][9]. Pengolahan/Output ini dibagi menjadi dua kategori:

- Level-1b, yaitu radar gema yang terletak secara geografis, yang mana mencakup perubahan karakteristik alat ukur
- Level-2, yaitu, ketinggian permukaan bumi dan bebas dari es, dengan termasuk perubahan atmosfer dan geofisika

Radar satelit altimetri *Cryosat-2* yang disebut *SIRAL*, terdiri dari tiga mode oprasi yaitu *Low Resolution Mode (LRM)*, *Synthetic Aperture Radar mode (SAR)* dan

Synthetic Aperture Radar interferometer (SARin). Mode operasi ini didesain untuk tiga kondisi yang berbeda yaitu laut es, lapisan es yang miring dan permukaan es yang datar. Mode yang terakhir sangat cocok digunakan pada laut terbuka. Pemilihan mode operasi ini berdasarkan keadaan wilayah tersebut, dan juga untuk mode operasi ini dilakukan *update* setiap dua minggu untuk melihat perubahan permukaan es. Produk *Cryosat-2 level-1b* dan *level-2* dirancang untuk memuat data altimeter *LRM* atau *Pseudo-LRM*. Dalam produk *level-1b* terdapat perbedaan antara resolusi rendah (*LRM* dan *Pseudo-LRM*) dan resolusi tinggi (*SAR* dan *SARin*). Parameter *level-1b* menyediakan data resolusi rendah (*LRM* dan *Pseudo-LRM*) diidentifikasi dengan akhiran “_ku” sedangkan data dengan resolusi tinggi diidentifikasi dengan akhiran “hr_ku”. Pada produk *level-2* dan *P2P* dimana terdapat perbedaan pemrosesan optimal (*LRM*, *SAR* dan *SARin*). Parameter data altimeter dari pemrosesan optimal diidentifikasi dengan akhiran “_ku”. Parameter data altimeter dari pemrosesan *Pseudo-LRM* diidentifikasi dengan akhiran “_plrm_ku” [4][9].

Cryosat-2 Ocean product hadir dengan 8 jenis produk yang berbeda, dibedakan berdasarkan mode (*LRM*, *SAR*, dan *SARin*). Peningkatan level dari *level-1b* menjadi *level 2* dan meningkatkan latensi serta akurasi, yang dimulai dari *Near-Real Time Ocean Products (NOP)*, ke produk *Ocean Products (IOP)* dan *Geophysical Ocean Product (GOP)* [5][10]. Produk-produk tersebut dijelaskan seperti berikut:

- *Level-1b* dan *level-2 Near-Real Time (NOP)*: data dikirimkan dengan waktu 3 jam akuisisi data sensing
- *Level-1b* dan *level-2 Intermediate (IOP)*: data dikirimkan dengan waktu 2 sampai 3 hari sesudah akuisisi data sensing terutama karena konsolidasi beberapa data tambahan.
- *Level-2 Intermediate Pole-To-Pole (IOP P2P)*: data dikirimkan dengan latensi yang sama seperti *IOP* dan berisi *LRM*, *SAR* dan *SARin level-2 IOP* dengan cakupan setengah orbit.
- *Level-1b* dan *level-2 Geophysical (GOP)*: data dikirimkan dengan waktu 30 hari setelah akuisisi data, terutama karena konsolidasi beberapa data tambahan.

- *Level-2 Geophysical Pole-To-Pole (GOP P2P)*: data dikirimkan dengan latensi yang sama seperti *GOP* dan berisi *LRM*, *SAR* dan *SARin level-2 GOP* dengan cakupan setengah orbit.

Data dikumpulkan dan diolah secara berulang dan sistematis, tanpa kemungkinan "*on demand*". Informasi eksternal tentang parameter orbit yang dibutuhkan untuk pengolahan data berasal dari pusat SSALTO , yang dipimpin oleh badan antariksa Perancis CNES . University College London menganalisa data dan bertanggung jawab untuk menciptakan peta distribusi es di lautan dan gletser [4][9].

2.3 Sistem Pengukuran Satelit Altimetri

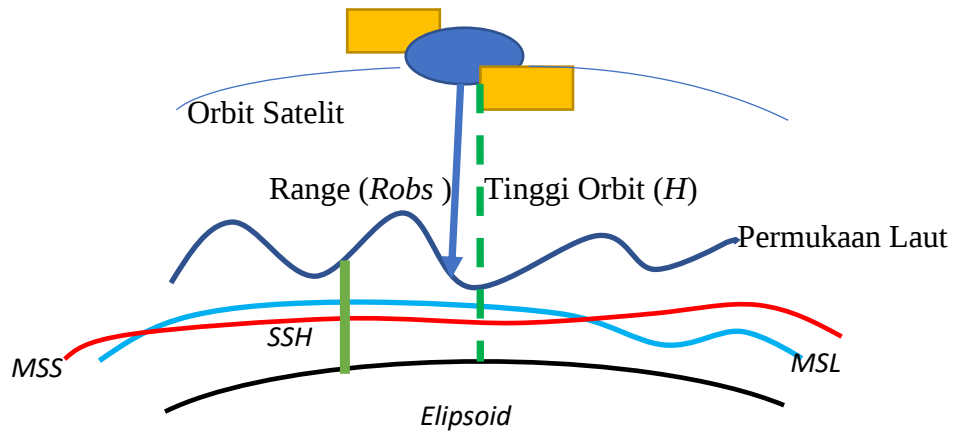
Prinsip satelit altimetri adalah melakukan penentuan jarak dari satelit menuju permukaan laut [11]. Terlihat pada gambar 2.2 satelit altimetri memancarkan pulsa gelombang ke permukaan objek pantulan dibawahnya seperti lautan, daratan, dan permukaan es. Kemudian diterima kembali oleh satelit altimetri.

Nilai jarak pengukuran satelit altimetri tersebut diperoleh dengan menggunakan persamaan 2.1 berikut ini:

$$R_{obs} = \frac{c \cdot \Delta t}{2} \quad (2.1)$$

R_{obs} adalah jarak dari satelit ke permukaan laut, Δt adalah selisih waktu pada saat perjalanan dua gelombang yang diamati, dan c adalah cepat rambat gelombang elektromagnetik [12]. Namun, nilai R_{obs} hasil pengukuran satelit altimetri tidak dapat secara langsung digunakan untuk aplikasi oseanografi dan geodesi. Hal tersebut didasari untuk memperoleh nilai tinggi muka laut harus terlebih dahulu dilakukan koreksi dan konversi terhadap bidang referensi, yaitu ellipsoid referensi (ER). Koreksi digunakan untuk meminimalisir perubahan kecepatan gelombang dan penghamburan gelombang dari keadaan laut setempat [13].

Perubahan kecepatan gelombang terjadi akibat keberadaan gas kering terutama oksigen dan nitrogen yang diminimalisir menggunakan koreksi troposfer kering (ΔR_{dry}), uap air yang diminimalisir menggunakan koreksi troposfer basah (ΔR_{wet}), dan elektron bebas berada pada atmosfer yang diminimalisir menggunakan koreksi ionosfer (ΔR_{ion}). Penghamburan gelombang dipengaruhi oleh kondisi angin dan gelombang pada laut setempat, disebut *sea state bias* (ΔR_{ssb}) [13].



Gambar 2.2 Sistem Pengukuran Satelit Altimetri

Hubungan antara nilai jarak pengukuran (R_{obs}) dengan jarak terkoreksi (R_{corr}) ditunjukkan pada persamaan 2.2 berikut,

$$R_{corr} = R_{obs} - \Delta R_{dry} - \Delta R_{wet} - \Delta R_{ion} - \Delta R_{ssb} \quad (2.2)$$

$$SSH = H - R_{corr} \quad (2.3)$$

Nilai tinggi muka air laut diperoleh dari persamaan 2.2, dimana *sea surface height* (SSH) merupakan tinggi muka laut diatas elipsoid referensi, H adalah tinggi orbit yang diperoleh dengan memanfaatkan sensor satelit altimetri yaitu *Dual Frequency Doppler Tracking System* (DORIS) dan *GPS Payload* (GPSP) Receiver [13].

2.4 Hubungan *Sea Surface Height*, *Gravity Anomaly* dan Batimetri

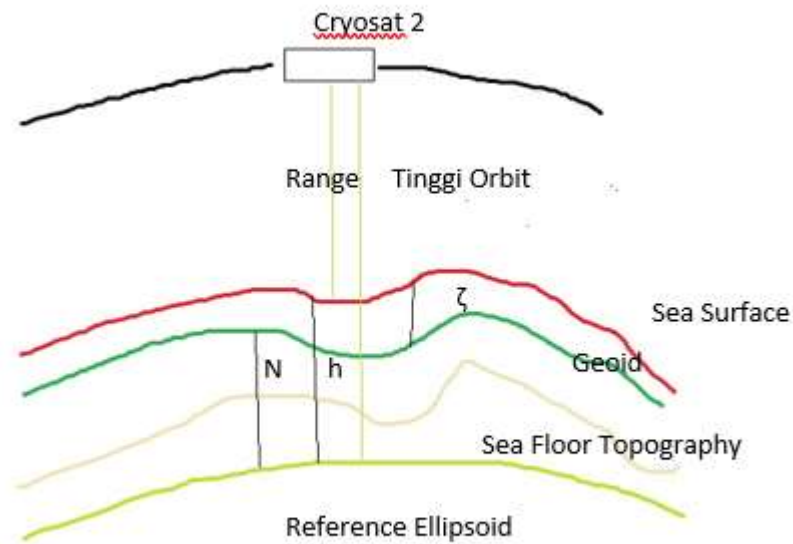
2.4.1 *Sea Surface Height*

Jarak pengukuran satelit altimetri terhadap *sea surface* dan *retracked* dikoreksi untuk memodelkan kecepatan dari pulsa radar (Kecepatan Cahaya) terhadap atmosfer. Koreksi ini juga memperhitungkan interaksi yang terjadi dengan permukaan laut melalui koreksi keadaan laut [13][14]. Ketinggian dari satelit altimetri ditentukan dari orbit dari satelit yang terrefrensi terhadap ellipsoid [14]. Ketinggian satelit altimetri dengan jarak yang sudah terkoreksi akan memberikan *sea surface height* relatif terhadap ellipsoid seperti yang di tunjukkan pada gambar 2.3.

Formula pada penentuan *sea surface height* dijelaskan seperti berikut:

$$h = N + \zeta + e \quad (2.4)$$

Dimana N adalah tinggi geoid terhadap ellipsoid refrensi, ζ adalah variabel waktu dari *sea surface topografi*, dan e adalah error.



Gambar 2.3 Skema prinsip pengukuran satelit altimetri Cryosat 2 untuk memperoleh *sea surface height*. Dimana 1). N adalah undulasi atau tinggi geoid dari ellipsoid, 2). h adalah *sea surface height*, dan 3). ζ adalah *ocean topography*.

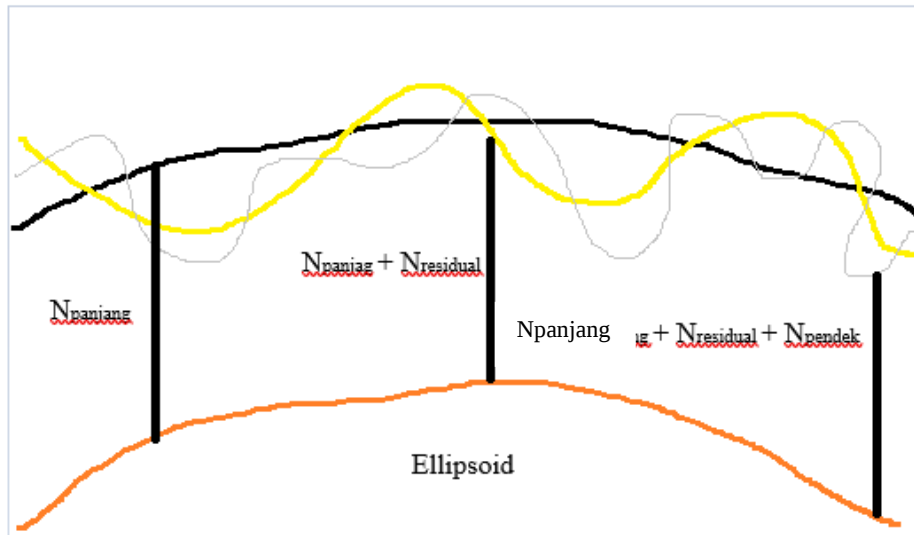
Prinsip satelit altimetri adalah melakukan penentuan jarak dari satelit menuju permukaan laut [15]. Terlihat pada gambar 2.2 satelit altimetri memancarkan pulsa gelombang ke permukaan objek pantulan di bawahnya seperti lautan, daratan, dan permukaan es. Kemudian diterima kembali oleh receiver pada satelit altimetri. Nilai jarak pengukuran satelit altimetri tersebut diperoleh dengan menggunakan persamaan 2.1.

2.4.2 Gravity Anomaly

Remove Compute Restore (RCR) adalah teknik yang digunakan dalam menentukan medan gaya berat. Teknik ini didasarkan pada pemisahan sinyal medan gaya berat menjadi tiga komponen yaitu gelombang panjang, gelombang pendek, dan bagian residual seperti yang ditunjukkan oleh gambar 2.4.

Pada gambar tersebut menjelaskan penambahan tiga gelombang berbeda (N) yang memberikan model geoid yang paling realistis. Setiap komponen N dihitung dari medan gaya berat yang sesuai (Δg) dengan menggunakan rumus Stoke [16]. Penentuan geoid dengan menggunakan data medan gayaberat disebut pemodelan geoid gravimetri.

Langkah pertama dalam Teknik RCR adalah menghitung gradien sepanjang jalur satelit. Yang kedua adalah menghapus gradien referensi dari model medan gayaberat global dan diikuti dengan menghapus outlier. Penghapusan dilakukan dengan menerapkan tes τ seperti yang disebutkan dalam teori Pope [17]. Tahap selanjutnya adalah menghitung residual medan gaya berat. Terdapat dua metode berbeda dalam perhitungan ini, yaitu *Least-Square Collocation* (LSC) dan *Inverse Vening-Meinesz* (IVM). Pada penelitian ini menggunakan metode *Least-Square Collocation* (LSC). Tahap terakhir mengoreksi medan gaya berat dari model medan gaya berat global.



Gambar 2.4 Ilustrasi Geoid terhadap Ellipsoid

$$\left\{ \begin{array}{l} N = N_{panjang} + N_{residual} + N_{pendek} \end{array} \right. \quad (2.5)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta g = \Delta g_{panjang} + \Delta g_{residual} + \Delta g_{pendek} \end{array} \right. \quad (2.6)$$

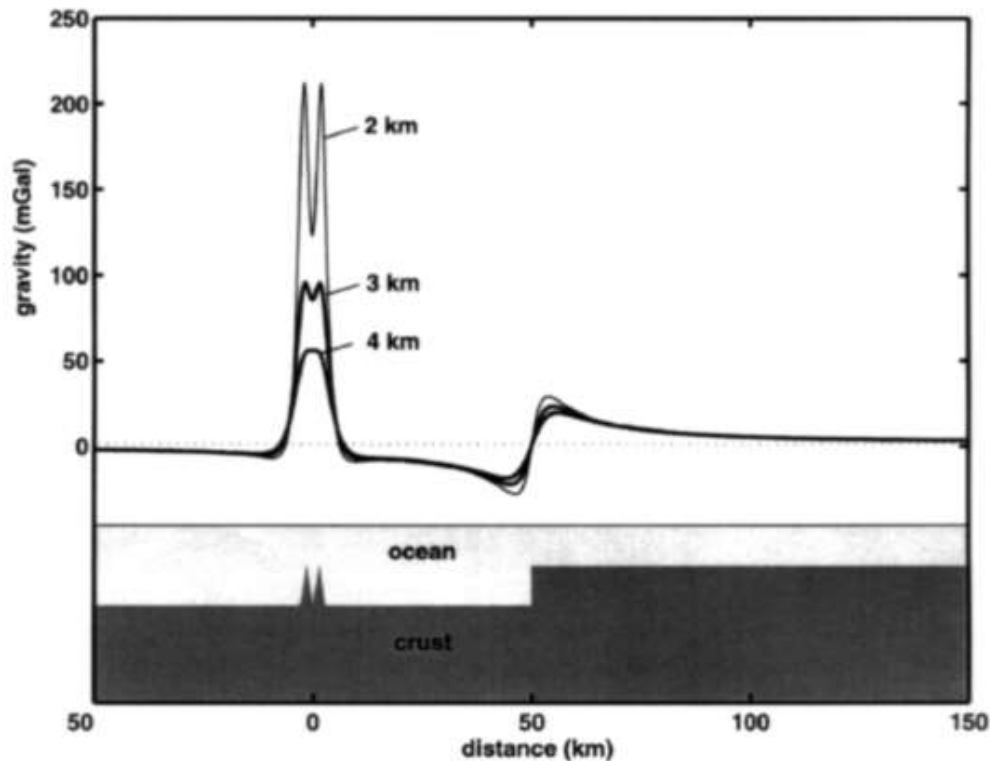
Dengan N adalah Undulasi Geoid, $N_{panjang}$ adalah gelombang panjang komponen dari N , $N_{residual}$ adalah residual komponen dari N , N_{pendek} adalah gelombang pendek komponen dari N , Δg adalah medan gaya berat, $\Delta g_{panjang}$ adalah gelombang panjang komponen dari Δg , $\Delta g_{residual}$ adalah residual komponen dari Δg , Δg_{pendek} adalah gelombang pendek komponen dari Δg [15].

2.4.3 Batimetri

Satelit altimetri menggunakan pulsa radar untuk mengukur ketinggian satelit diatas titik permukaan laut. *Retrack* global, ditambah dengan perhitungan dinamis orbit memberikan pengukuran independen ketinggian satelit diatas ellipsoid. Perbedaan antara kedua pengukuran ini sama dengan *sea surface height* dikurangi dengan keterlambatan dalam propagasi radar karena ionosfer dan troposfer. Ada banyak kesalahan dalam pengukuran ini tetapi kebanyakan terjadi pada skala panjang yang lebih besar dari beberapa ratus kilometer [18].

Pada pemodelan medan gayaberat dan estimasi batimetri, sumber kesalahan terbesar adalah kekasaran permukaan laut akibat gelombang laut. Pulsa radar merefleksikan dari area permukaan laut yang meningkat akibat keadaan laut [19]. Superposisi pantulan dari area yang lebih besar ini menstabilkan bentuk gema tetapi juga menyusun gema sehingga waktu nya kurang pasti. Dengan rata-rata banyak gema (1000 Hz) selama beberapa siklus berulang, sehingga akan memperoleh ketelitian 10–20 mm [18]. Pada jarak 4 kilometer yang mana ini berhubungan dengan kesalahan kemiringan permukaan laut sebesar 4 μ rad. Hal ini akan menjadi kesalahan medan gayaberat sebesar 4 mGal. Terdapat suatu proses untuk meningkatkan resolusi dari pengukuran ini yaitu dengan melakukan lebih banyak pengukuran atau atau menghilangkan gelombang laut.

Keadaan ini juga diperparah di lautan dengan kedalaman 4000 meter, dimana medan gaya berat dari dasar Samudra ke permukaan Samudra menyebabkan terjadinya filter *low-pass* yang kuat pada sinyal medan gayaberat tetapi tidak berdampak terhadap noise pada radar. Dengan mempertimbangkan anomali didasar laut dengan panjang gelombang 16 kilometer dan amplitudo 15 mGal (mis, nilai tipikal untuk lautan). Pada keadaan tersebut medan gaya berat di permukaan laut akan berkurang menjadi 3,1 mGal (dijelaskan pada gambar 2.5).



Gambar 2.5 Batasan Dasar pembuatan topografi dari pengukuran gravity anomaly di ilustrasikan oleh seamounts (Kiri) dan plateau (kanan). Penampakan gravity dari kaki gunung yang berjarak dekat (terpisah 4 kilometer dan tinggi 1 kilometer) kuat dan berbeda ketika kedalaman laut rata – rata adalah 2 kilometer atau kurang, tetapi penampakan objek tersebut bergabung dan menjadi lemah ketika kedalaman laut 4 kilometer. Secara isostatis akan menghasilkan efek tepi gravity lokal yang sangat lemah pada jarak 150 kilometer, dengan demikian gravity yang jauh tidak memberikan informasi keseluruhan kedalaman [14].

Sumber kesalahan lainnya termasuk kesalahan model pasang surut, variabilitas samudera, arus laut rata-rata, noise ionosfer, noise troposfer, dan bias elektromagnetik.

Koreksi untuk banyak kesalahan ini disimpan dengan data geofisik. Namun untuk koreksi medan gaya berat dan terutama prediksi batimetri tidak semua koreksi relevan atau bahkan berguna. Sebagai contoh koreksi berdasarkan pada model global yaitu troposfer basah, troposfer kering, ionosfer, dan barometer. Hal ini dikarenakan tidak ada komponen panjang gelombang yang lebih pendek dari 1000 kilometer, dan variasi amplitude kurang dari 1 meter sehingga parameter tersebut tidak mempengaruhi lebih dari 1 μ rad dari error [14].

2.5 Least-Square Collocation (LSC)

Metode *least-square collocation* merupakan suatu metode yang digunakan untuk menghitung medan gaya berat akhir dengan menjumlahkan residual medan gaya berat (Δg_{res}) dan juga menghitung dari medan gaya berat referensi (Δg_{ref}) [20]. Selain *sea surface height* dari pengukuran satelit altimetri, model geopotensial global juga diperlukan sebagai medan gaya berat referensi. Referensi yang digunakan adalah EGM08 untuk derajat 2190. *Sea surface height* dan EGM08 akan memberikan nilai residu gradien geoid (ϵ_{res}). Residu gradien geoid yang diperoleh kemudian digunakan untuk menghitung residual medan gaya berat dengan menggunakan persamaan berikut,

$$\Delta g_{res} = C_{\Delta g \epsilon}^S C_{\Delta g \Delta g}^S \begin{bmatrix} C_{\epsilon \epsilon}^o + D_{\epsilon} & C_{\epsilon \Delta g}^o \\ C_{\Delta g \epsilon}^o & C_{\Delta g \Delta g}^o + D_{\Delta g} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \epsilon \\ \Delta g \end{bmatrix} + \Delta g_{ref} \quad (2.7)$$

Dengan Δg_{res} adalah vector dari residual medan gaya berat, ϵ_{res} adalah residual gradien geoid, $C_{\Delta g \epsilon}$ adalah medan gaya berat yang diperoleh dari matrik kovariansi residual gradien geoid, $C_{\epsilon \epsilon}$ adalah residual gradien geoid yang diperoleh dari matrik kovariansi residual gradien geoid, $C_{\Delta g \Delta g}$ adalah medan gaya berat yang diperoleh dari matrik kovariansi medan gaya berat D_{ϵ} , D_{ϵ} adalah gangguan dari residual gradien geoid, $D_{\Delta g}$ adalah gangguan dari residual medan gaya berat, Δg_{ref} adalah referensi

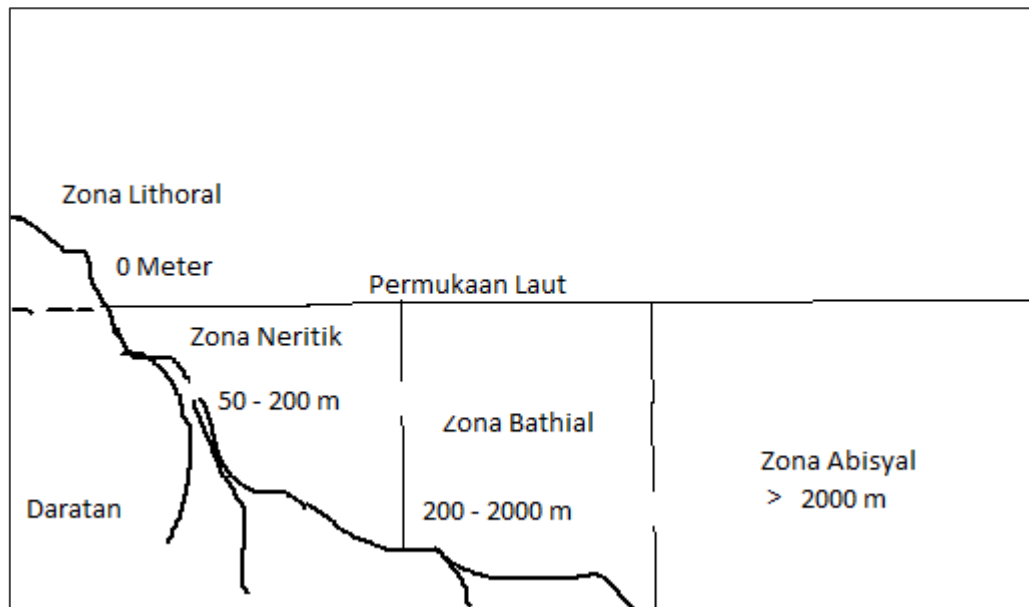
medan gaya berat [21]. Medan gaya berat akhir diperoleh dengan mengkalkulasikan residual medan gaya berat ke dalam perhitungan yang dihitung dari model medan gaya berat global EGM08.

2.6 Zona Laut Berdasarkan Kedalaman

Berdasarkan kedalaman nya, laut terbagi menjadi beberapa zona kelautan, seperti :

2.6.1 Zona Litoral (Wilayah Pasang Surut)

Zona litoral adalah zona atau wilayah laut yang apabila pada saat terjadi air pasang, wilayah ini akan tergenang oleh air, dan pada saat terjadi air surut, wilayah ini akan mengering dan berubah menjadi pantai seperti yang dijelaskan oleh gambar 2.6. Oleh karena itu lah daerah ini sering disebut wilayah dengan daerah pasang surut [22]



Gambar 2.6 Zonasi Laut

2.6.2 Zona Neritik (Laut Dangkal)

Zona neritic adalah wilayah perairan dangkal yang terletak dekat dengan pantai. Kedalaman dari zona ini adalah dimulai dari titik 0 sampai 50 meter atau 200 meter.

Kawasan ini dapat tertembus sinar matahari dengan sangat baik, sehingga menjadikannya sebagai habitat yang sangat cocok bagi berbagai jenis spesies laut seperti Ubur-ubur, Fitoplankton, Zooplankton, Rumput laut, serta jenis- jenis spesies lainnya [22]. Seperti yang dijelaskan pada gambar 2.6.

2.6.3 Zona Bathial (Laut Dalam)

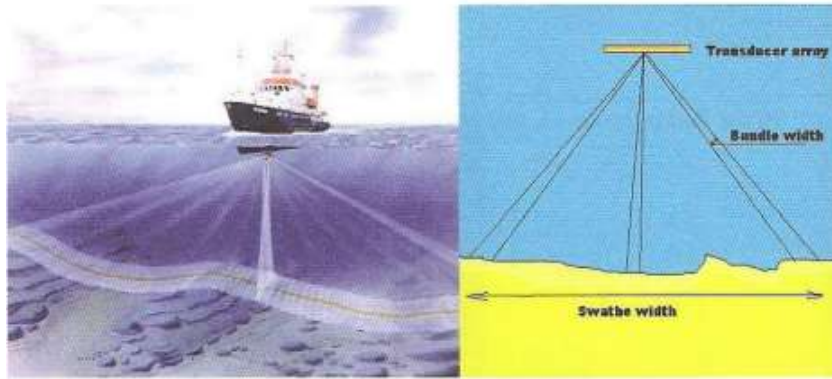
Zona bathyal merupakan wilayah perairan yang memiliki kedalaman yang berkisar antara 200 hingga 2000 meter. Wilayah ini tidak dapat ditembus oleh sinar matahari. Hal tersebutlah yang mengakibatkan sedikitnya jumlah spesies laut [22]. Seperti yang dijelaskan pada gambar 2.6.

2.6.4 Zona Abisal (Laut Sangat Dalam)

Ini merupakan bagian laut yang memiliki kedalaman lebih dari 2000 meter. Wilayah ini memiliki suhu yang sangat dingin. Hal inilah yang menjadikan zona abisal hanya memiliki beberapa spesies bawah laut. Dan di zona ini tidak dapat ditemui spesies tumbuh-tumbuhan laut [22]. Seperti yang dijelaskan pada gambar 2.6.

2.7 *Multibeam Echosounder*

Multibeam Echosounder (MBES) merupakan salah satu alat yang digunakan dalam proses pemeruman dalam suatu survey hidrografi. Pemeruman (*sounding*) sendiri adalah proses dan aktivitas yang di tunjukkan untuk memperoleh gambaran (model) bentuk permukaan (topografi) dasar perairan (*seabed surface*) [23]. Multibeam echosounder adalah sebuah instrumen yang mampu memetakan lebih dari satu titik lokasi permukaan dasar laut dengan satu kali pancaran sinyal dan menghasilkan resolusi yang lebih baik dari echosounder konvensional [24]. Multibeam echosounder memancarkan beam dengan frekuensi rentang 12-500 kHz. Pola pancarannya melebar dan melintang terhadap badan kapal. Jika kapal bergerak maju maka hasil sapuan multibeam echosounder tersebut akan menghasilkan suatu luasan yang menggambarkan permukaan dasar laut [24].



Gambar 2.7 Prinsip Multibeam Echosounder [24]

Area yang tegak lurus dengan jalur survei ini disebut swath. Dimensi dari swath yang melintang tegak lurus dengan badan kapal disebut dengan swath width, biasanya dimensi ini diukur dalam satuan derajat atau ukuran fisik yang biasanya berubah terhadap kedalaman [24].

Pada Prinsipnya pengukuran multibeam echosounder yang digunakan adalah pengukuran selisih fase pulsa akustik (jenis pengamatan yang digunakan adalah metode pulsa akustik). Untuk teknik pengukuran yang digunakan selisih fase pulsa akustik ini merupakan fungsi dari selisih waktu pemancaran dan penerimaan pulsa akustik serta sudut datang dari sinyal tiap-tiap transduser. Selisih fase pulsa akustik dalam multibeam echosounder artinya sebagai fungsi dari selisih fase waktu pemancaran dan waktu penerimaan. Kemudian perhitungan waktu tempuh dan arah sudut pancaran setiap stave yang ditentukan dari pengukuran selisih fase pulsa multibeam echosounder [24].

1.8 Filter Gaussian

Filter *Gaussian* adalah salah satu filter linier dengan nilai pembobotan untuk setiap anggotanya dipilih berdasarkan bentuk fungsi *Gaussian*. Filter *Gaussian* dipilih sebagai filter penghalusan berdasarkan pertimbangan bahwa filter ini mempunyai pusat karnel.

Filter *Gaussian* sangat baik untuk menghilangkan *noise* yang bersifat sebaran normal [25]. Untuk menghitung atau menentukan nilai-nilai setiap elemen dalam filter penghalus *Gaussian* maka digunakan persamaan 2.8.

$$G(i, f) = c. e^{-\frac{(i-u)^2+(j-v)^2}{2\sigma^2}} \quad (2.8)$$

Dengan c dan e adalah konstanta, $G(i, f)$ adalah elemen matriks karnel gauss pada posisi (i, j), u dan v adalah indeks tengah dari matriks karnel gauss, σ adalah deviasi standar dan piksel pada pusat (x, y) dengan bobot terbesar sama dengan 1. Maksimal dari matriks *Gaussian* adalah 5x5.

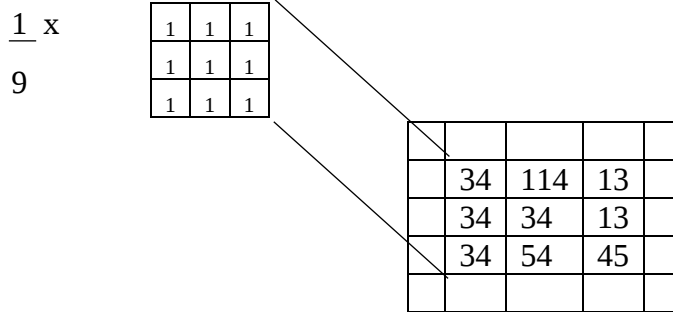
1.9 Resampling Dengan Grdfilter

Grdfilter ini adalah salah satu metode yang dapat digunakan dalam proses resampling suatu data dalam domain waktu tertentu dengan menggunakan salah satu filter isotropic atau persegi panjang konvolusi yang dipilih atau non-konvolusi dan menghitung jarak menggunakan geometri Cartesian atau Spherical. Proses dari pengolahan ini adalah dengan merata-ratakan setiap kotak carnel dengan sebuah model dengan bobot yang sama. Proses ini disebut dengan Boxcar, Cosine ataupun Gaussian, dimana pada proses ini teori oprator linier digunakan. Nilai-nilai ditengah model telah diperbaiki dengan besar sama dengan 1 yang tujuannya untuk memudahkan plot [25].

Salah satu filter linier adalah filter rata-rata dari intensitas pada beberapa pixel lokal dimana setiap pixel akan digantikan nilainya dengan rata-rata dari nilai intensitas pixel tersebut dengan pixel-pixel tetangganya, dan jumlah pixel tetangga yang dilibatkan tergantung pada filter yang dirancang [25]. Secara matematis, hal ini dapat dinyatakan dengan persamaan:

$$h(x,y) = \frac{1}{M} \sum f(k,l) \quad (2.10)$$

Dimana M adalah jumlah pixel pada jendela sebesar N x N



Gambar 2.8 Ilustrasi Penggunaan filter rata-rata berukuran 3x3 pixel

1.10 Selang Kepercayaan

Untuk mengetahui ukuran populasi atau disebut dengan parameter biasanya seorang peneliti mengukurnya tidak secara langsung melainkan mengambil sebagian kecil dari populasi (disebut dengan sampel) kemudian mengukurnya. Kemudian hasil pengukuran sampel tersebut digunakan untuk menduga ukuran sebenarnya. Secara umum parameter yang diduga ialah nilai tengah (mean).

Karena nilai parameter tidak bisa ditentukan kepastiannya 100% maka dikenal selang kepercayaan (*Confidence Interval*) yaitu ukuran yang menunjukan nilai parameter yang asli berada. Dalam penelitian ini selang kepercayaan yang digunakan adalah selang kepercayaan 95%.

Proses kalkulasi selang kepercayaan dijelaskan pada persamaan 2.10 [26].

$$\bar{X} - z_{\sigma/2} \frac{\sigma}{\sqrt{n}} < \mu < \bar{X} + z_{\sigma/2} \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (2.10)$$

1.11 Metode Deteksi *Outlier* 2 Sigma

Metode ini adalah salah satu metode yang sering digunakan untuk mengestimasi probabilitas dari suatu populasi. Metode ini juga digunakan sebagai tes sederhana untuk memperoleh outlier jika populasi dianggap normal, dan sebagai tes normalitas jika populasi berpotensi tidak normal. Untuk memperoleh standar deviasi, tahap pertama adalah menghitung penyimpangan, baik kesalahan ataupun residual tergantung apakah seseorang tahu populasi tersebut. Langkah selanjutnya adalah melakukan standarisasi dengan membaginya terhadap standar deviasi.

Dalam proses perhitungannya terlebih dahulu menghitung penyimpangan dan kemudian membandingkannya dengan frekuensi yang diharapkan. Nilai yang sudah melewati 3 standar deviasi dari nilai normal maka dinyatakan sebagai nilai outlier [27]. Secara umum formulasi yang digunakan dalam proses perhitungan ini dijelaskan pada persamaan 2.11, 2.12, dan 2.13.

$$\mu - 1\sigma \leq X \leq \mu + 1\sigma \quad 2.11$$

$$\mu - 2\sigma \leq X \leq \mu + 2\sigma \quad 2.12$$

$$\mu - 3\sigma \leq X \leq \mu + 3\sigma \quad 2.13$$

Dimana μ adalah nilai rata-rata dari sampel, σ adalah nilai standar deviasi dari sampel.