BAB II DASAR TEORI

2.1 Metode Gayaberat

Metode gayaberat merupakan salah satu metode geofisika yang pengaplikasiannya dengan melakukan pengukuran medan gravitasi dan pemanfaatan variasi nilai densitas yang telah terdistribusi di bawah permukaan bumi. Metode gayaberat digunakan dalam karakterisasi bumi secara regional, menentukan struktur kerak bumi, dan mengidentifikasi daerah atau wilayah untuk eksplorasi sumberdaya.

Pengukuran gayaberat umumnya digunakan untuk melihat respon perbedaan densitas dan ekstensi lateral di bawah permukaan bumi. Nilai anomali gayaberat yang lebih tinggi dari area sekitarnya mengindikasikan suatu densitas yang lebih tinggi juga.

Metode gayaberat merupakan salah satu metode geofisika yang bersifat pasif dan didasari oleh hukum newton untuk gravitasi universal. Secara umum, batuan dan mineral mempunyai nilai densitas yang berbeda. Hal ini mempengaruhi nilai dari medan gravitasi bumi yang menyebabkan adanya anomali gravitasi. Metode gayaberat bekerja berdasarkan Hukum Gravitasi Newton yang menyatakan bahwa gaya yang bekerja di antara dua benda bermassa m yang dipisahkan pada jarak r akan berbanding lurus dengan perkalian massa dua benda tersebut dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak dari kedua pusat massa dari kedua benda tersebut. Secara matematis dapat dituliskan dengan :

$$F = G\frac{M\ m}{r^2} \quad \text{.....(2.1)}$$

Dimana : F = gaya gravitasi (N)

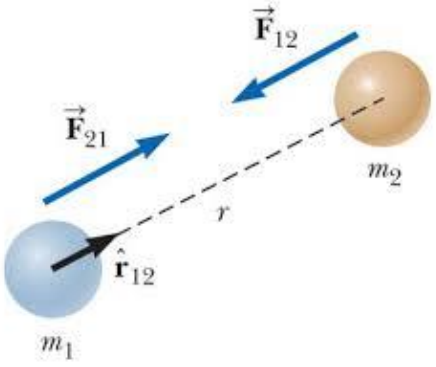
G = konstanta gravitasi universal (6,672 x 10^{-11} N m^2/kg^2)

M = massa partikel/benda (kg)

m = massa partikel/benda (kg)

r = jarak antara kedua pusat massa (m)

bentuk persamaan 2.1 dapat didefinisikan dalam bentuk vektor yang menyatakan vektor satuan $\hat{r}_{12}$ seperti gambar dibawah :



Gambar 2.1 Gaya gravitasi antar dua partikel (Serawai *and* jawett, 2014)

Arah vektor satuan yaitu dari patrikel 1 ke arah partikel 2, sehingga gaya yang diberikan oleh partikel 1 kepada partikel 2 dinyatakan oleh :

$$\vec{F}_{12} = -G\frac{m_1 m_2}{r^2}\vec{r}_{12} \quad \text{.....(2.2)}$$

Dimana $\vec{F}_{12}$ adalah gaya yang diberikan oleh partikel 1 terhadap partikel 2 dan $\vec{r}_{12}$ adalah nilai dari vektor satuannya, dan tanda negatif menunjukkan bahwa kedua partikel saling tarik menarik. Gaya yang diberikan oleh partikel 2 pada partikel 1 yaitu $\vec{F}_{21}$ sama besarnya dengan $\vec{F}_{12}$ dan arah sebaliknya, dimana hal ini sesuai dengan hukum ketiga newton (Serway dan Jawett, 2014). Dalam pengukuran gayaberat yang terukur adalah nilai dari percepatan gravitasi g, dimana hukum Newton II menjelaskan hubungan dari percepatan gravitasi dengan gaya gravitasi adalah hasil perkalian dari massa dengan percepatan yaitu :

$$F = m\,g \quad \text{.....(2.3)}$$

Interaksi bumi yang mempunyai massa terhadap benda dipermukaan bumi yang memiliki massa m dengan jarak sejauh R dari pusat keduanya memenuhi hukum Newton II, yaitu :

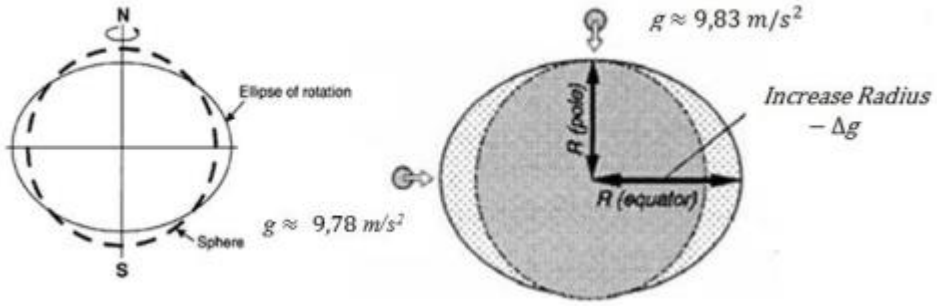
$$g = G\frac{M}{R^2} \quad \text{.....(2.4)}$$

Dimana persamaan diatas diperoleh dari persamaan (2.2) dan (2.3). Satuan dari g yaitu m/det^2 dalam satuan SI, atau 1 cm/det^2 dalam Gal (Galileo). Namun dikarenakan pengukuran percepatan gravitasi memiliki nilai yang yang

sangat kecil, sehingga digunakan satuan mGal (miliGal) agar mempermudah proses kalkulasinya.

Dari persamaan 2.4 dapat disimpulkan bahwa besarnya percepatan yang disebabkan gravitasi di bumi (g) berbanding lurus dengan massa bumi (M) dan berbanding terbalik dengan nilai kuadrat jari-jari bumi (R).

Secara teoritis permukaan bumi berbentuk bola dengan permukaan yang rata (sphereoid) berjari-jari 6.371 km, namun kenyataannya bumi berbetuk elips dengan adanya perbedaan jari-jari bumi di kutub dengan di khatulistiwa. Jari-jari bumi di kutub yaitu 6.356,751 km sedangkan jari-jari bumi di khatulistiwa 6.378,136 km. Perbedaan nilai jari-jari ini menyebabkan nilai gravitasi di kutub akan lebih besar dibandingkan dengan nilai gravitasi di khatulistiwa.



Gambar 2.2 Perbedaan nilai gravitasi di kutub dan khatulistiwa (Reynold, 1990)

Nilai gravitasi di kutub adalah 9,83 m/^{s2} sedangkan di khatulistiwa yaitu 9,78 m/s^2 (Reynold, 1990). *International Assosiation of Geodesy* (1967) merumuskan persamaan dengan memperhitungkan pengaruh spheroid dan geoid bumi yang dinamakan *Geodetic Reference System* 1967 (GRS1967) yang dinyakan dalam persamaan di bawah :

$$g_t = 9{,}78031846(1 + 0{,}005278895\ sin^2\ \varphi - 0{,}0000023462 \sin 2\ \varphi) \quad \text{.....(2.5)}$$

Dimana : gt = besar gravitasi teoritis pada lintang (m/s^2)

φ = lintang tempat

Nilai dari percepatan juga dapat dipengaruhi oleh perbedaan derajat garis lintang, perbedaan ketinggian (topografi), variasi rapat massa batuan di bawah

permukaan bumi, perbedaan elevasi tempat pengukuran dan hal lain yang dapat mempengaruhi nilai dari percepatan gravitasi.

Potensial gravitasi yaitu energi atau usaha yang diperlukan untuk memindahkan suatu massa dari suatu titik ke titik yang lain. Benda yang berada di dalam sistem ruang dan memiliki massa akan menimbulkan medan potensial di sekitarnya, dimana medan potensialnya bersifat konservatif yaitu usaha yang dilakukan dalam suatu medan gravitasi tidak akan bergantung terhadap lintasan yang ditempuh tetapi hanya dipengaruhi oleh posisi awal dan akhirnya. Blakely menyatakan medan pontensial sebagai gradien atau potensial skalar yaitu :

$$g = -\nabla U(r) \quad \text{.....(2.6)}$$

Dimana fungsi U yaitu potensial gravitasi, dan percepatan gravitasi g merupakan medan potensialnya.

Jika bumi dengan massa M di asumsikan bersifat homogen dan bentuk bola dengan jari-jari R, maka potensial gravitasi dapat dituliskan dengan :

$$\nabla U(\bar{r}) = -\frac{F(\bar{r})}{m_2} = -g(\bar{r}) \quad \text{.....(2.7)}$$

$$U(\bar{r}) = \int_{\infty}^{r} (\nabla U).dr = \int_{\infty}^{r} g.dr \quad \text{.....(2.8)}$$

$$U(r) = -Gm \int_{\infty}^{r} \frac{dr}{r^2} = G\frac{m}{r} \quad \text{.....(2.9)}$$

Dari persamaan satu, potensial yang disebabkan oleh massa dm pada titik (x,y,z) dengan jarak r dari P(0,0,0) adalah :

$$dU = G\frac{dm}{r} = G\rho\frac{dxdydz}{r} \quad \text{.....(2.10)}$$

Dengan ρ (x,y,z) adalah densitas dan $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$, sehingga diperoleh potensial total dari massa yaitu :

$$U = G \int_x \int_y \int_z \frac{\rho}{r}\, dxdydz \quad \text{.....(2.11)}$$

Dengan g sebagai percepatan gravitasi di sumbu z (arah vertikal) dengan asumsi ρ konstan, sehingga :

$$g = -\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right) = G\,\rho \int_x \int_y \int_z \frac{z}{r^3}\, dxdydz \quad \text{.....(2.12)}$$

Persamaan diatas yang digunakan dalam survei geofisika dengan menggunakan metode gayaberat.

Variasi gravitasi di permukaan bumi tidak hanya dipengaruhi oleh spheroid dan geoid, tapi dipengaruhi juga oleh faktor-faktor seperti perbedaan derajat lintang di bumi, perbedaan elevasi/ketinggian, pasang surut di bumi, efek dari topografi medan disekitarnya dan variasi densitas bawah permukaan (Telford et al, 1990). Dalam eksplorasi gayaberat, yang diperhitungkan hanya faktor densitas bawah permukaan, sehingga faktor-faktor yang lain harus dikoreksi. Koreksi-koreksi yang dilakukan pada metode gravity antara lain :

2.1.1 Koreksi Lintang

Koreksi lintang adalah koreksi yang disebabkan karena bentuk bumi yang tidak bulat sempurna yang menyebabkan adanya perbedaan antara jari-jari bumi di kutub dan di daerah khatulistiwa. Hal ini menyebabkan nilai gayaberat di kutub dan khatulistiwa tidak sama.

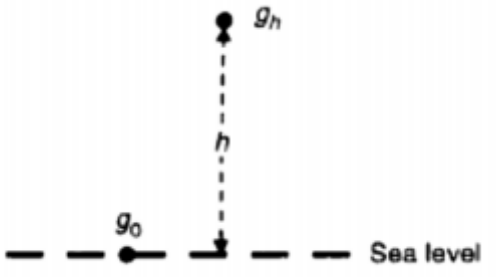
Secara sistematis, anomali medan gravitasi pada topografi dituliskan dalam persamaan :

$$\Delta g(x,y,z) = g_{obs}(x,y,z) - g_{teoritis}(x,y,z) \quad \text{.....(2.13)}$$

Dimana $\Delta g(x,y,z)$ adalah anomali medan gravitasi pada topografi, $g_{obs}(x,y,z)$ adalah medan gravitasi observasi pada topografi yang telah dikoreksikan pada koreksi tidal, koreksi tinggi alat dan koreksi *drift.* Dan $g_{teoritis}(x,y,z)$ adalah medan gravitasi teoritis pada topografi.

2.1.2 Koreksi udara bebas (*free air correction*)

Koreksi udara bebas dilakukan untuk mereduksi pengaruh dari elevasi dan kedalaman titik pengukuran dan perbedaan nilai gravitasi yang terletak di *mean sea level* (geoid) terhadap gravitasi yang terukur dengan elevasi *h.*



Gambar 2.3 Koreksi udara bebas (Telford et al, 1990)

Nilai dari gayaberat di *mean sea level* dengan mengasumsikan bentuk bumi yang ideal, spheroid, tidak berotasi dan massa terkonsentrasi di pusatnya yaitu :

$$g = G\frac{M}{R^2} \quad \text{.....(2.14)}$$

Dimana nilai gayaberat di stasiun pengukuran dengan ketinggian *h* dari *mean sea level* (Iwan, 2012) yaitu :

$$g_h = G\frac{M}{(R+h)^2} = g_0 + h\frac{\partial g_0}{\partial R} \text{.....(2.15)}$$

Perbedaan nilai gayaberat yang terletak pada *mean sea level* dengan titik pada elevasi tertentu adalah nilai dari koreksi udara bebas (FAC) dinyatakan dengan persamaan (Karunianto, dkk., 2017) :

$$FAC = \partial g_f = h\frac{\partial g_0}{\partial R} = \frac{\partial\left(G\frac{M}{R^2}\right)}{\partial R}h = -\frac{2GM}{R^3}\,h = -\left(\frac{2g_0}{R}\right)h = -0.3085\;x\;h \quad \text{...(2.16)}$$

Dimana: go = 981785 mGal

R = 6371000 m

M = 5.97 x 10^{27} gram

H = ketinggian (m)

Sehingga diperoleh besar anomalinya menjadi :

$$FAA = g_{obs} - g_{\varphi} + FAC \text{.....(2.17)}$$

Dimana : FAA = *Free Air Anomaly* (mGal)

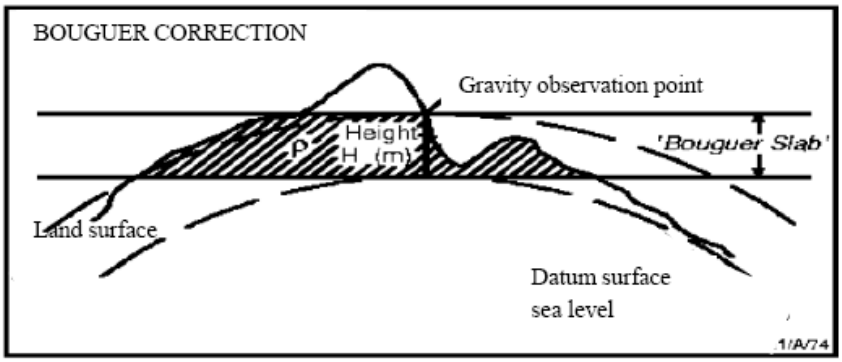
gobs = gayaberat observasi (mGal)

g φ = gayaberat teoritis pada lintang (mGal)

FAC = *Free Air Corection* (mGal)

2.1.3 Koreksi bouguer (bouguer *correction*)

Koreksi bouguer dilakukan untuk memperhitungkan massa batuan yang terdapat di sekitar stasiun pengukuran dengan bidang *geoid*. Koreksi bouguer dilakukan dengan menghitung tarikan gravitasi yang disebabkan oleh batuan berupa *slab* dengan ketebalan H dan densitas rata-rata ρ.



Gambar 2.4 Koreksi bouguer (Telford et al, 1990)

Koreksi bouguer dituliskan dengan persamaan :

$$BC = 0.0429\ x\ \rho\ x\ h \quad \text{.....(2.18)}$$

Dimana : ρ = densitas rata-rata (gr/cm^3)

h = ketinggian titik amat (m)

Dimana nilai dari bouguer correction memenuhi persamaan :

$$BC = FAA - SBA \quad \text{.....(2.19)}$$

Sehingga :

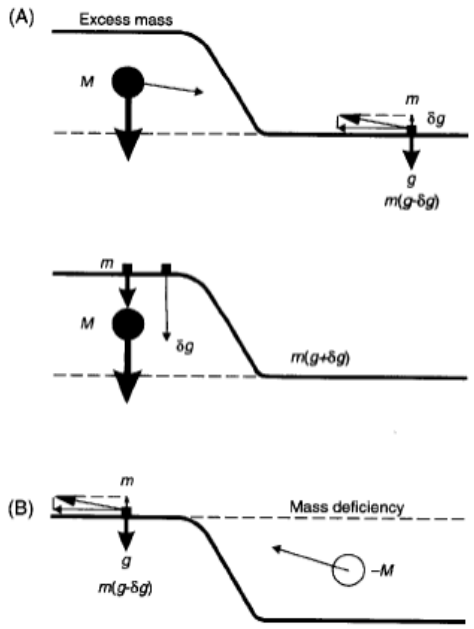
$$SBA = FAA - BC \quad \text{.....(2.20)}$$

Dimana : SBA = *Simple Bouguer Anolomay* (mGal)

FAA = *Free Air Anomaly* (mGal)

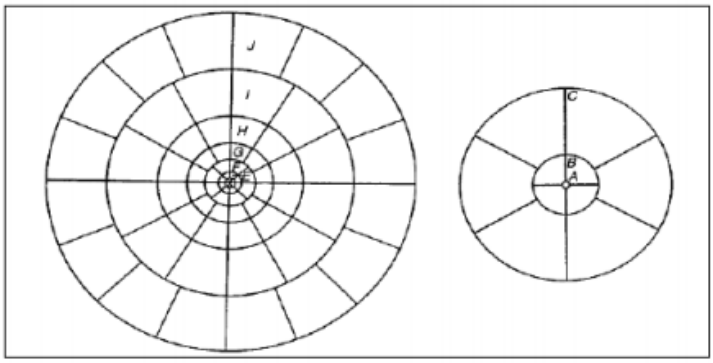
2.1.4 Koreksi medan (*terrain correction*)

Koreksi medan (topografi) adalah koreksi untuk mengoreksi adanya pengaruh ketidak teraturan pada topografi disekitar daerah titik pengukuran. Dalam koreksi *bouguer* titik-titik pengukuran dilapangan diasumsikan pada suatu bidang datar yang luas, namun kenyataannya di lapangan memiliki topografi yang tidak rata seperti adanya lembah dan bukit. Oleh karena itu dapat disimpulkan bahwa masih sangat kurang jika hanya melakukan koreksi *bouguer* tanpa adanya koreksi medan (*terrain correction*) (Reynold, 1990).



Gambar 2.5 Pengaruh lembah dan bukit dalam perhitungan gravitasi (Reynold, 1997)

Reynold (1997) menjelasakan cara perhitungan koreksi topografi dengan menggunakan *Hammer Chart* yang dikembangkan oleh Sigmund Hammer pada tahun 1982. Pada *Hammer Chart* , area-area akan dibagi ke dalam beberapa zona dan kompartemen (segmen).



Gambar 2.6 Hammer Chart (Reynolds, 1997)

Secara matematis, koreksi medan (*terrain correction*) dapat dituliskan dengan :

$$TC = \frac{2\pi G\rho}{n}(r_L - r_D) + \left(\sqrt{r_L^2 + z^2}\right) - \left(\sqrt{r_D^2 - z^2}\right) \quad \text{.....(2.21)}$$

Dimana : r_L dan r_D = radius luar dan radius dalam kompartemen

Z = nilai perbedaan elevasi rata-rata kompartemen

N = jumlah segmen dalam zona

2.2 Analisis Spektrum

Analisis spektrum dilakukan untuk mengestimasi kedalaman sumber anomali dan menganalisis sinyal berdasarkan frekuensi dan panjang gelombangnya. Analisis spektrum dilakukan dengan melakukan Transformasi Fourier anomali gayaberat pada lintasan-lintasan yang dipilih. Persamaan transformasi Fourier yaitu :

$$F(U) = G\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad \text{.....(2.22)}$$

$$F\left(\frac{1}{R}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0 - z')}}{|k|} \quad \text{.....(2.23)}$$

Dimana :

U = Potensial gayaberat

G = Konstanta gayaberat

μ = Anomali rapat massa

r = Jarak

k = Bilangan gelombang

z_0 = Ketinggian titik amat

z' = Kedalaman benda anomali

Jika distribusi rapat massa bersifat random dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gayaberat, maka $2\,\pi\gamma\mu = 1$ sehingga hasil dari transformasi fourier anomali gayaberat menjadi :

$$A = Ce^{|k|(z_0 - z')} \quad \text{.....(2.24)}$$

dimana :

A = Amplitudo (meter)

C = Konstanta

Estimasi lebar jendela dilakukan untuk menentukan lebar jendela yang digunakan untuk pemisahan data regional dan residual. nilai estimasi lebar jendela dapat diperoleh dengan meng-algoritma-kan spektrum amplitudo yang dihasilkan

dari persamaan di atas sehingga menghasilkan persamaan garis lurus, dimana komponen k akan berbanding lurus dengan spektrum amplitudonya.

$$lnA = (z_0 - z_1)|k| \quad \text{.....(2.25)}$$

Melalui regresi linear diperoleh batas antara orde satu (zona regional) dan orde dua (zona residual), sehingga nilai k pada batas orde satu dan orde dua diambil untuk menentukan lebar jendela. Hubungan panjang gelombang dengan k yaitu (Karunianto, Haryanto, Hikmatullah, & Laesanpura, 2007) :

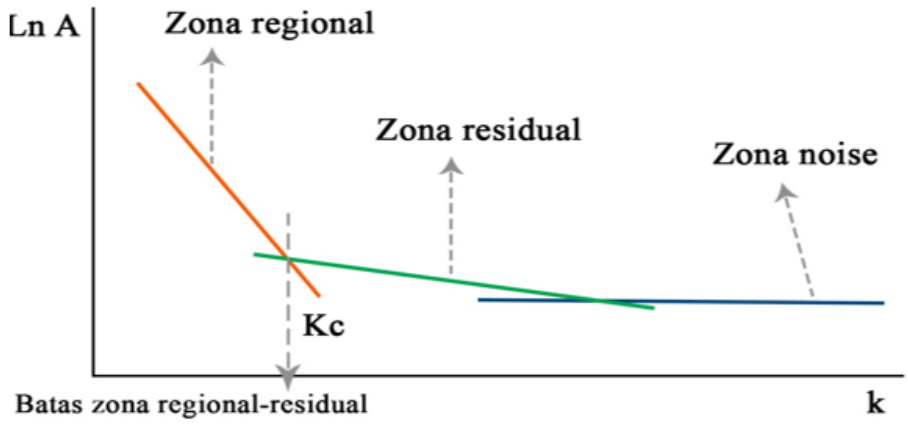
$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad \text{.....(2.26)}$$

$$\lambda = n.\Delta x \quad \text{.....(2.27)}$$

sehingga :

$$n = \frac{2\lambda}{\Delta x} \quad \text{.....(2.28)}$$

Dalam proses estimasi kedalaman diperoleh nilai gradien persamaan garis lurus dari orde satu dan orde dua. Nilai gradien hasil regresi orde satu menunjukkan kedalaman regional dan nilai regresi linear orde dua menunjukkan kedalaman residual.



Gambar 2.7 Kurva Ln A terhadap *k* (Blakely, 1996).

2.3 *Second Vertical Derivative* (SVD)

Second Vertical Derivative (SVD) dilakukan untuk memunculkan efek dangkal dari pengaruh regionalnya dan untuk menentukan batas-batas struktur yang ada di daerah penelitian. Sehingga filter ini dapat menyelesaikan anomali residual yang tidak mampu dipisahkan dengan metode pemisahan regional residual yang ada. Secara teoritis, metode ini diturunkan dari persamaan Laplace's:

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \quad \text{.....(2.29)}$$

Dimana :

$$\nabla^2 \Delta g = \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} \quad \text{.....(2.30)}$$

Sehingga Persamaannya menjadi :

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = 0 \quad \text{.....(2.31)}$$

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = -\left[\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2}\right] \quad \text{.....(2.32)}$$

Untuk data penampang 1D, dimana y mempunyai nilai yang tetap, maka persamaannya adalah:

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = -\left[\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2}\right] \quad \text{.....(2.33)}$$

Dari persamaan diatas dapat disimpulkan bahwa *Second Vertical Derivative* (SVD) dari suatu anomali gayaberat adalah negatif dari d*erivative*-nya.

Terdapat beberapa operator *filter* SVD, yang dihitung oleh Henderson dan Zeits (1949), Elkins (1951), dan Rosenbach (1952).

Tabel 2.1 Koefisien *Filter* SVD

Henderson dan Zietz (1949)				
0.0000	0.0000	-0.0838	0.0000	0.0000
0.0000	+1.0000	-2.6667	+1.0000	0.0000
-0.0838	-2.6667	17.0000	-2.6667	-0.0838
0.0000	+1.0000	-2.6667	+1.0000	0.0000
0.0000	0.0000	-0.0838	0.0000	0.0000
Elkins (1951)				
0.0000	-0.0833	0.0000	-0.0833	0.0000
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0.0000	-0.0334	+1.0668	-0.0334	0.0000
-0.0833	-0.0667	-0.0 334	-0.0667	-0.0833
0.0000	-0.0833	-0.0000	-0.0833	0.0000

Rosenbach (1953)				
0.0000	+0.0416	0.0000	+0.0416	0.0000
+0.0416	-0.3332	-0.7500	-0.3332	+0.0416
0.0000	-0.7500	+4.0000	-0.7500	0.0000
+0.0416	-0.3332	-0.7500	-0.3332	+0.0416
0.0000	+0.0416	0.0000	+0.0416	0.0000

2.4 Moving Average

Moving Avarage window filter merupakan suatu metode atau teknik pemisahan yang jika dianalisis dari spektrumnya akan menyerupai *low pass filter* sehingga *output* dari proses ini adalah frekuensi rendah dari anomali Bouguer yang akan merepresentasikan kedalaman yang lebih dalam (regional). Karena frekuensi rendah ini mempunyai penetrasi yang lebih dalam. Selanjutnya anomali residual didapatkan dengan cara mengurangkan anomali regional dari anomali Bouguernya.

2.5 Pemodelan Kedepan (*Forward Modeling*)

Pemodelan gayaberat dibedakan menjadi dua, yaitu pemodelan kedepan (*forward modeling*) dan pemodelan inversi (*inverse modeling*). Prinsip umum dari kedua pemodelan ini adalah meminimumkan selisih anomali perhitungan dengan anomali pengamatan, melalui metode kuadrat terkecil (*least square*), teknik matematika tertentu, baik linier atau non linier dan menerapkan batasan-batasan untuk mengurangi ambiguitas.

Forward modeling (pemodelan kedepan) adalah suatu metode interpretasi yang memperkirakan densitas bawah permukaan dengan membuat terlebih dahulu benda geologi bawah permukaan (Shafie, Hamzah, & Samsudin, 2014). Dalam pemodelan dicari suatu model yang cocok atau fit dengan data lapangan, sehingga model tersebut dianggap mewakili kondisi bawah permukaan di daerah pengukuran. Pemodelan ke depan dilakukan untuk menghitung efek gayaberat model benda bawah permukaan dengan penampang berbentuk sembarang yang dapat diwakili oleh suatu poligon bersisi n dinyatakan sebagai integral garis sepanjang sisi-sisi poligon.

Pada pemodelan kedepan 2.5D dilakukan untuk mengetahui efek-efek gravitasi benda bawah permukaan dengan penampang berbentuk sembarang. Secara teoritis, pemodelan ini diturunkan dari persamaan Talwani :

$$\oint g_z = 2G\rho z d\theta \qquad (2.34)$$

Dengan persamaan akhir yaitu :

$$z_1 = \frac{a_{1c}}{c^2+1}\{\theta_1 - \theta_2 + \frac{1}{2}C\left(\frac{x_2^2-z_2^2}{x_1^2-z_1^2}\right) \qquad (2.35)$$

Persamaan di atas dijadikan sebagai dasar perhitungan model bawah permukaan yang berbentuk perangkat lunak (*Software*). Dalam pemodelan dilakukan menggunakan *Software Gmsys Oasis Montaj*.

2.6 *Inverse Modelling* (Pemodelan Inversi)

Proses inversi adalah suatu proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistik untuk mendapatkan informasi yang berguna mengenai distribusi sifat fisis bawah permukaan. Di dalam proses inversi, dilakukan analisis terhadap data lapangan dengan cara melakukan *curve fitting* (pencocokan kurva) antara model matematika dan data lapangan. Tujuan dari proses inversi adalah untuk mengestimasi parameter fisis batuan yang tidak diketahui sebelumnya (Sihombing, 2017).

Pada dasarnya kita dapat memberikan bobot relatif pada data hingga data dengan kesalahan besar tidak akan berpengaruh pada solusi inversi. Faktor pembobot data ke-*i* atau w_i dimasukkan pada perhitungan kesalahan kuadratik sehingga diperoleh:

$$E = \sum_{i=1}^{N} w_i \left(d_i^{cal} - d_i^{obs}\right)^2 \text{.} \quad \text{.....(2.36)}$$

Pemberian bobot secara lebih obyektif dapat dilakukan dengan menggunakan standar deviasi data sebagai bobot sehingga :

$$E = \sum_{i=1}^{N} w_i \left(\frac{d_i^{cal} - d_i^{obs}}{\sigma_i}\right) 2 \quad \text{.....(2.37)}$$

Dimana solusi permasalahan inversi linear dengan pembobotan dapat diperoleh dan dibuktikan hasilnya sebagai berikut :

$$m = [G^T W_e G]^{-1} G^T W_e d \quad \text{.....(2.38)}$$

Pada pemodelan invesi 3 dimensi digunakan untuk mendapatkan pola struktur bawah permukaan dari data gayaberat, maka anomali Bouguer hasil pengukuran dan perhitungan harus dilakukan pemodelan baik dengan metode *forward modelling* atau *inversion modelling* sehingga akan diketahui distribusi densitas dan struktur di daerah penelitian. Selanjutnya berdasarkan distribusi densitas tersebut dilakukan interpretasi dengan menggabungkan data-data geologi yang ada di daerah tersebut sehingga akan diperoleh struktur bawah permukaan di daerah tersebut.