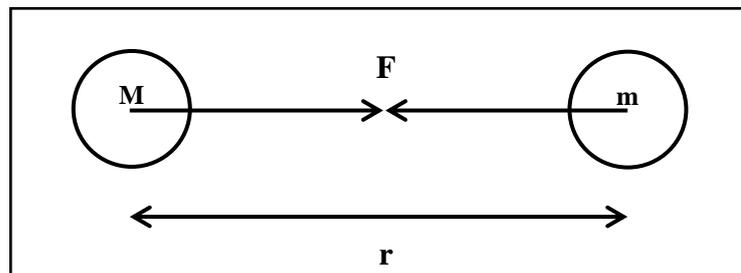


BAB II

TEORI DASAR

2.1 Konsep Dasar Metode Gayaberat

Konsep dasar dari metode gayaberat ini adalah Hukum Newton tentang Gravitasi. Pada **Gambar 2.1** merupakan konsep Hukum gravitasi Newton menyatakan bahwa gaya tarik menarik antara dua buah benda adalah sebanding dengan massa kedua benda tersebut dan berbanding terbalik dengan jarak kuadrat antara pusat massa kedua benda tersebut (Telford, 1990).



Gambar 2.1 Hukum Newton Tentang Gaya Tarik Menarik antara Dua Benda.

Hukum gravitasi Newton, yaitu:

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

Dalam pengukuran Gayaberat yang diukur bukan gaya gravitasi, melainkan percepatan gravitasi. Hubungan keduanya dijelaskan oleh Hukum Newton II yang menyatakan bahwa sebuah gaya adalah hasil perkalian antara massa suatu benda dengan percepatan (a) benda tersebut. Bila percepatan berarah vertikal, maka percepatan yang berlaku adalah percepatan gravitasi (g). Hukum Newton mengenai gerak Newton, yaitu:

$$F = m . g \quad (2.2)$$

Jika persamaan (2.1) dan (2.2) disubstitusikan maka akan didapatkan persamaan:

$$G \frac{M.m}{r^2} = m . g \quad (2.3)$$

$$g = G \frac{M}{r^2} \quad (2.4)$$

dengan:

F = gaya (N)

G = konstanta universal Gayaberat ($6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$)

M = massa bumi (kg)

m = massa benda (kg)

r = jarak antar pusat massa benda terhadap massa bumi (m)

g = percepatan gravitasi (m/s^2)

Dari persamaan tersebut, medan gravitasi merupakan medan yang konservatif, artinya usaha yang dilakukan dalam suatu medan gravitasi tidak tergantung pada lintasan yang ditempuhnya tetapi hanya tergantung pada posisi awal dan akhir dan gayanya adalah vektor dengan arah sepanjang garis yang menghubungkan kedua pusat massa. Nilai Gayaberat juga berbanding lurus dengan massa penyebabnya. Sedangkan massa penyebab tersebut berbanding lurus dengan densitas dan volume benda, sehingga besarnya Gayaberat yang terukur akan menunjukkan kedua besaran tersebut.

2.2 Koreksi Data Gayaberat

Secara teoritis bumi dianggap bulat sempurna, homogen (sebaran densitasnya rendah), dan tidak berotasi. Pada kenyataannya bumi berbentuk spheroid, permukaannya tidak rata, dan berotasi. Besar pengukuran gayaberat di suatu titik di permukaan bumi dipengaruhi oleh lima faktor, yaitu lintang, ketinggian, topografi daerah sekitar pengukuran, pasang surut bumi dan variasi densitas bawah permukaan (Telford, 1990).

Dalam pengukuran gayaberat lebih menunjukkan pada perubahan nilai gravitasi karena variasi densitas di bawah permukaan bumi. Padahal nilai gravitasi yang didapatkan saat pengambilan data di lapangan telah dipengaruhi oleh kelima faktor dan faktor lainnya. Maka dari itu, pada pengolahan data Gayaberat perlu dilakukan koreksi-koreksi sehingga hasilnya berupa nilai Gayaberat yang hanya karena variasi densitas bawah permukaan. Koreksi yang dilakukan meliputi

Spheroid Referensi dan Geoid, koreksi *Tidal*, koreksi *Drift*, koreksi *Free-Air* (FAC), koreksi Bouguer (BC), dan koreksi *Terrain* (TC). Anomali Gayaberat Bouguer dapat ditulis dalam persamaan sebagai berikut:

$$g_{anomali} = g_{obs} - g(\Phi) + FAC - BC + TC \quad (2.5)$$

2.2.1 Koreksi Lintang (*Lattitude Correction*)

Koreksi lintang dilakukan karena adanya pengaruh dari rotasi bumi. Hasil dari rotasi bumi tersebut akan menyebabkan perbedaan nilai percepatan gravitasi di seluruh permukaan bumi, yaitu bervariasi dari ekuator ke kutub atau bervariasi terhadap lintang.

Spheroidal referensi adalah suatu ellipsoid yang digunakan sebagai pendekatan untuk muka laut rata-rata (geoid) dengan mengabaikan efek benda di atasnya. Sesuai dengan Blakely (1995), secara teoritis spheroid referensi pada persamaan GRS (*Geodetic Reference System*) 1980 yaitu:

$$g(\Phi) = 978032.7 (1 + 0.0053024 \sin^2\theta - 0.0000058 \sin^2\theta) \quad (2.6)$$

dengan:

Φ = posisi lintang titik pengukuran dalam radian

2.2.2 Koreksi Pasang Surut (*Tide Correction*)

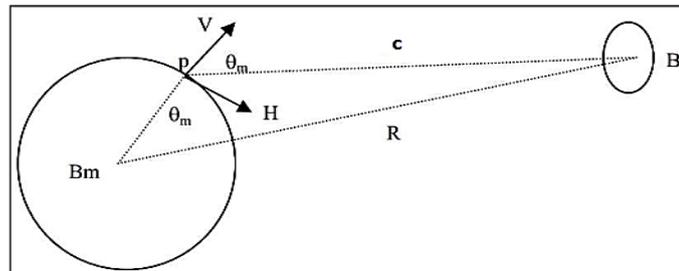
Koreksi pasang surut dilakukan untuk memperhitungkan pengaruh Gayaberat dari benda-benda di luar bumi seperti matahari dan bulan yang dapat mempengaruhi nilai gravitasi di bumi. Koreksi ini bergantung pada posisi lintang dan waktu pengambilan data gayaberat. Efek Gayaberat di titik P pada permukaan bumi (**Gambar 2.2**) adalah sebagai berikut (Longman, 1959):

$$U_p = G(r) \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \left(\cos 2\theta_m + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{6} \frac{r}{c} \left(\frac{c}{R} \right)^4 (5 \cos 3\theta_m + 3 \cos \theta_m) \right] \quad (2.7)$$

dengan:

U_p = potensial di titik P akibat pengaruh bulan

- θ_m = posisi lintang
- Bl = bulan
- Bm = bumi
- c = jarak rata-rata ke bulan
- r = jari-jari bumi ke titik P
- R = jarak dari pusat bumi ke bulan



Gambar 2.2 Pengaruh Gayaberat Bulan pada Titik P di Permukaan (Kadir,2000).

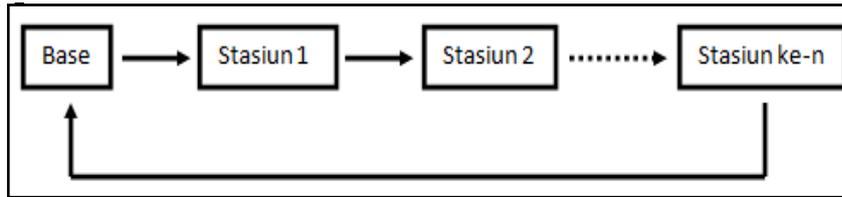
2.2.3 Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi apungan dilakukan karena adanya perbedaan pembacaan nilai gravitasi di stasiun yang sama pada waktu yang berbeda oleh alat gravitimeter. Perbedaan tersebut disebabkan karena terjadi guncangan pegas dan perubahan temperatur pada alat gravitimeter selama proses perjalanan dari satu stasiun ke stasiun berikutnya. Untuk menghilangkan efek tersebut, proses akusisi data dirancang dalam suatu lintasan tertutup (*looping*) seperti pada **Gambar 2.3** sehingga besar penyimpangan dapat diketahui. Nilai koreksi apungan yaitu:

$$Drift = \frac{g_{akhir} - g_{awal}}{t_{akhir} - t_{awal}} (t_{stasiun} - t_{awal}) \quad (2.8)$$

dengan:

- Drift* = koreksi apungan
- g_{akhir} = nilai gravitimeter pada pengukuran stasiun akhir dalam *loop*
- g_{awal} = nilai gravitimeter pada pengukuran stasiun awal dalam *loop*
- t_{akhir} = waktu pengukuran stasiun akhir dalam satu *loop*
- t_{awal} = waktu pengukuran stasiun awal dalam satu *loop*
- $t_{stasiun}$ = waktu pengukuran stasiun ke-n



Gambar 2.3 Desain Pengambilan Data Gayaberat Rangkaian Tertutup (*Looping*).

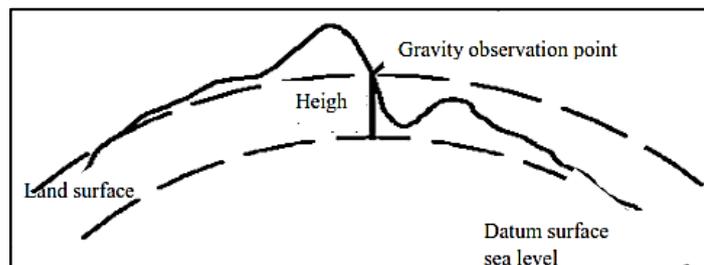
2.2.4 Koreksi Udara Bebas (*Free-Air Correction*)

Koreksi udara bebas dilakukan karena adanya pengaruh variasi ketinggian terhadap medan gravitasi bumi. Semakin tinggi nilai ketinggian titik pengukuran dari *mean sea level* yang menyebabkan bertambahnya jarak dari titik pengukuran ke pusat bumi, maka nilai gaya gravitasi semakin kecil. Koreksi udara bebas tidak memperhitungkan masa batuan diantara *mean sea level* terhadap titik pengukuran (**Gambar 2.4**) dengan persamaan sebagai berikut:

$$FAC = 0.3085h \quad (2.9)$$

dengan:

h = elevasi (m)



Gambar 2.4 Koreksi Udara Bebas terhadap Data Gayaberat (Zhou, 1990).

Maka *Free Air Anomaly* dengan persamaan sebagai berikut:

$$FAA = g_{obs} - g(\Phi) + FAC \quad (2.10)$$

2.2.5 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Koreksi bouguer dilakukan untuk menghilangkan efek tarikan suatu massa yang berada di antara titik pengamatan dan *mean sea level* dengan asumsi lapisan

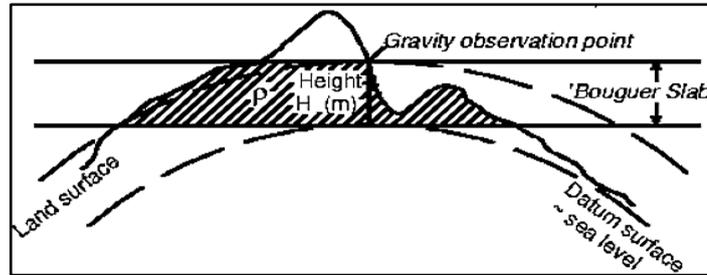
batuan tersebut berupa *slab* dengan nilai ketinggian titik pengukuran (**Gambar 2.5**). Koreksi bouguer dengan persamaan sebagai berikut:

$$BC = 0.04192\rho h \quad (2.11)$$

dengan:

ρ = densitas batuan rata-rata (gr/cc)

h = elevasi (m)



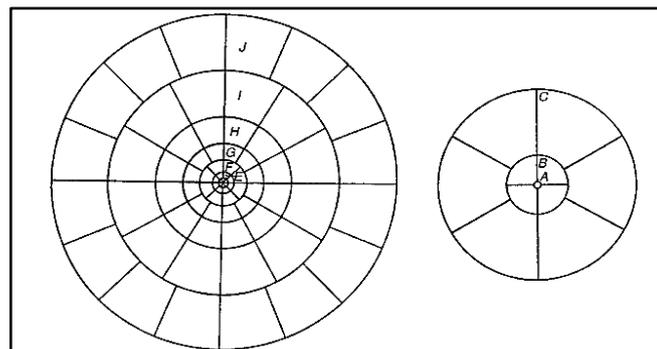
Gambar 2.5 Koreksi Bouguer terhadap Data Gayaberat (Zhou, 1990).

Maka *Simple Bouguer Anomaly* dengan persamaan sebagai berikut:

$$SBA = g_{obs} - g(\Phi) + FAC - BC \quad (2.12)$$

2.2.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan dilakukan untuk menghilangkan pengaruh topografi permukaan bumi. Pada kenyataannya, permukaan bumi tidaklah datar tetapi berundulasi sesuai dengan topografinya seperti adanya tinggian dan rendahan. Perhitungan koreksi ini dapat dilakukan menggunakan *Hammer Chart*. Berdasarkan radiusnya koreksi ini dibagi menjadi dua (**Gambar 2.6**), yaitu *inner zone* dan *outer zone*.



Gambar 2.6 *Hammer Chart* (Reynolds, 1997).

Menurut Reynolds (1997), besarnya koreksi medan dengan menggunakan pendekatan cincin silinder dalam persamaan sebagai berikut:

$$TC = \left(\frac{2\pi G\rho}{N} \left[r_L - r_D + \sqrt{r_L^2 - z^2} - \sqrt{r_D^2 - z^2} \right] \right) \quad (2.13)$$

dengan:

N = jumlah kompartemen pada zona yang digunakan

r_L = radius luar (m)

r_D = radius dalam (m)

z = perbedaan ketinggian rata-rata kompartemen dan titik pengukuran

ρ = densitas batuan rata-rata

2.3 Analisis Spektral

Analisis spektral dilakukan untuk mengestimasi lebar jendela (*windows*) serta estimasi kedalaman anomali gayaberat. Analisis spektral menggunakan Transformasi Fourier yang berguna untuk mengubah fungsi dalam jarak atau waktu menjadi fungsi dalam bilangan gelombang atau frekuensi (Blakely, 1995).

Analisis Spektral diturunkan dari potensial Gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal yakni sebagai berikut (Blakely, 1995):

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad \text{dan} \quad F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (2.14)$$

dengan:

U = potensial Gayaberat

γ = konstanta Gayaberat

μ = anomali densitas

r = jarak

Sehingga persamaannya menjadi:

$$F(U) = 2\pi\gamma\mu \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (2.15)$$

Berdasarkan persamaan diatas, Transformasi Fourier anomali Gayaberat yang diamati pada bidang horizontal diberikan oleh:

$$F(g_z) = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) = 2\pi\gamma\mu e^{|k|(z_0-z')} \quad (2.16)$$

dengan:

- g_z = anomali Gayaberat
- k = bilangan gelombang
- z_0 = ketinggian titik amat
- z' = kedalaman benda anomali

Jika distribusi densitas bersifat random dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai Gayaberat, maka $\mu = 1$, sehingga hasil transformasi Fourier anomali Gayaberat menjadi:

$$A = C e^{|k|(z_0-z')} \quad (2.17)$$

dengan:

- A = amplitudo
- C = konstanta

Hasil transformasi diatas lalu dilogartmakan sehingga menghasilkan kurva antara $\ln A$ dan k yang linier.

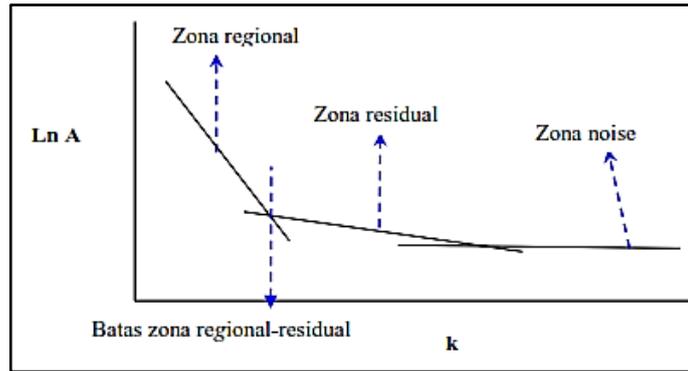
$$\ln A = (z_0 - z')|k| \quad (2.18)$$

Hasil logaritma ini menunjukkan bahwa kedalaman rata-rata bidang diskontinuitas rapat massa akan berbanding lurus dengan kemiringan grafik spektral. Maka estimasi kedalaman anomali adalah gradien dari masing-masing grafik spectral pada setiap lintasan. Hubungan panjang gelombang λ dengan k diperoleh dari persamaan (Blakely, 1996):

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad \text{atau} \quad \lambda = \frac{2\pi}{k} \quad (2.19)$$

Sehingga perhitungan lebar *window* (n) menjadi:

$$\lambda = n \cdot \Delta x \quad \text{atau} \quad n = \frac{\lambda}{\Delta x} = \frac{2\pi}{\Delta x \cdot k} \quad (2.20)$$



Gambar 2.7 Kurva Pemisahan Zona Regional, Zona Residual dan Zona Noise.

Semakin besar nilai k , maka nilai f akan tinggi. Hubungan bilangan gelombang (k) dengan frekuensi (f) adalah $k = 2\pi f$, sehingga frekuensi rendah berasal dari sumber anomali regional dan frekuensi tinggi berasal dari sumber anomali residual.

2.4 *Filter Moving Average*

Nilai Gayaberat yang terukur di permukaan merupakan penjumlahan dari berbagai macam anomali dan struktur dari permukaan sampai inti bumi, sehingga anomali Bouguer yang diperoleh merupakan gabungan dari beberapa sumber anomali dan struktur. Anomali Bouguer adalah superposisi dari anomali yang bersifat regional dan yang bersifat residual atau lokal.

Untuk memperoleh anomali yang terasosiasi dengan kondisi geologi yang diharapkan dan untuk meningkatkan resolusi sebelum diinterpretasi secara kuantitatif, maka perlu dilakukan pemisahan anomali regional dan residual, sehingga anomali yang diperoleh sesuai dengan anomali dari target yang dicari. Pemisahan anomali juga dimaksudkan untuk membantu dalam interpretasi Gayaberat secara kualitatif.

Moving average merupakan suatu metode 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). Anomali residual didapatkan dengan cara

mengurangkan anomali regional dari anomali Bouguernya. Persamaan yang digunakan untuk kasus 1D adalah sebagai berikut:

$$\Delta g_{reg}(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (2.21)$$

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_{reg} \quad (2.22)$$

dengan:

i = nomor stasiun

N = lebar jendela

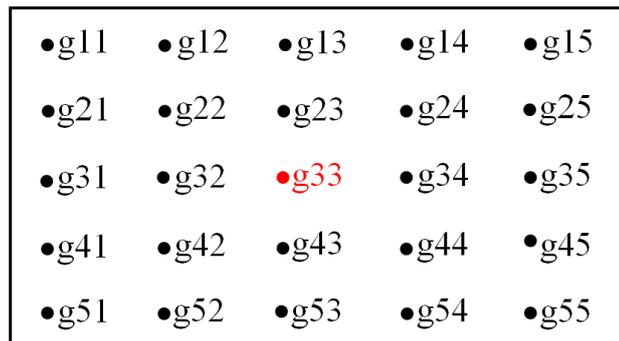
Δg_{reg} = nilai anomali regional

Δg_{res} = nilai anomali residual

Δg = nilai anomali bouguer

Sedangkan penerapan *moving average* untuk kasus 2D, nilai Δg_{reg} pada suatu titik dapat dihitung dengan metara-ratakan semua nilai Δg di dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusat adalah titik yang akan dihitung nilai Δg_{reg} . Misalnya *moving average* dengan lebar jendela (*windows*) 5x5 (**Gambar 2.8**), maka:

$$\Delta g_{reg} 33 = \frac{1}{25} (\Delta g_{11} + \Delta g_{12} + \Delta g_{13} + \Delta g_{14} + \dots + \Delta g_{55}) \quad (2.23)$$



Gambar 2.8 Penerapan *Moving Average* dengan Lebar *Window* 5x5.

2.5 Metode *Second Vertical Derivative* (SVD)

Metode ini digunakan untuk memunculkan sumber-sumber anomali yang bersifat dangkal/lokal. Metode ini sangat baik untuk mengetahui diskontinuitas dari suatu struktur bawah permukaan, khususnya adanya patahan atau sesar pada suatu

daerah penelitian. Secara teoritis metode ini diturunkan dari Persamaan Laplace untuk anomali Gayaberat di permukaan dengan persamaannya sebagai berikut:

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \quad (2.24)$$

Sehingga persamaan *Second Vertical Derivativenya* menjadi:

$$\frac{\delta^2 \Delta g}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} = 0 \quad (2.25)$$

$$\frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} = - \left(\frac{\delta^2 \Delta g}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta y^2} \right) \quad (2.26)$$

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

$$\frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} = - \left(\frac{\delta^2 \Delta g}{\delta x^2} \right) \quad (2.27)$$

Dalam *filter Second Vertical Derivative* terdapat beberapa operator yang digunakan yaitu yang dihitung oleh Henderson dan Zeits (1949), Elkins (1951) dan Rosenbach (1952). Dalam penelitian ini menggunakan *filter Second Vertical Derivative* hasil perhitungan Elkins (1951) seperti pada **Gambar 2.9**.

| Operator Filter SVD menurut 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 | -0.0334 | -0.0667 | -0.0833 |
| 0.0 | -0.0833 | 0.0000 | -0.0833 | 0.0000 |

Gambar 2.9 *Filter Second Vertical Derivative* Elkins (1951).

Untuk menentukan jenis struktur patahan suatu daerah menggunakan perumusan berikut (Reynolds, 1997):

$$\left| \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} \right|_{min} < \left| \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} \right|_{max} \quad \text{untuk sesar normal} \quad (2.28)$$

$$\left| \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} \right|_{min} > \left| \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} \right|_{max} \quad \text{untuk sesar naik} \quad (2.29)$$

$$\left| \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} \right|_{min} = \left| \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} \right|_{max} \quad \text{untuk sesar mendatar} \quad (2.30)$$

2.6 Pemodelan Ke Depan (*Forward Modeling*)

Forward Modeling (pemodelan ke depan) data gayaberat adalah suatu metode interpretasi dengan memperkirakan densitas, kedalaman, dan geometri benda-benda geologi yang menyebabkan terjadinya anomali bawah permukaan. Kalkulasi anomali dari model yang dibuat kemudian dibandingkan dengan anomali Bouguer yang telah diperoleh dari survei Gayaberat. Prinsip umum pemodelan ini dengan meminimumkan selisih anomali pengamatan untuk mengurangi ambiguitas data.

Pemodelan ke depan adalah suatu proses perhitungan data yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah permukaan tertentu. Seringkali istilah *Forward Modeling* digunakan untuk proses *trial* dan *error* (proses coba-coba atau tebakan untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis dengan data lapangan). Diharapkan dari proses *trial* dan *error* ini diperoleh model yang cocok responnya dengan data (Grandis, 2009).

Menurut Talwani (1959), pemodelan ke depan 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:

$$g_z = 2G\rho \oint z d\theta \quad (2.31)$$

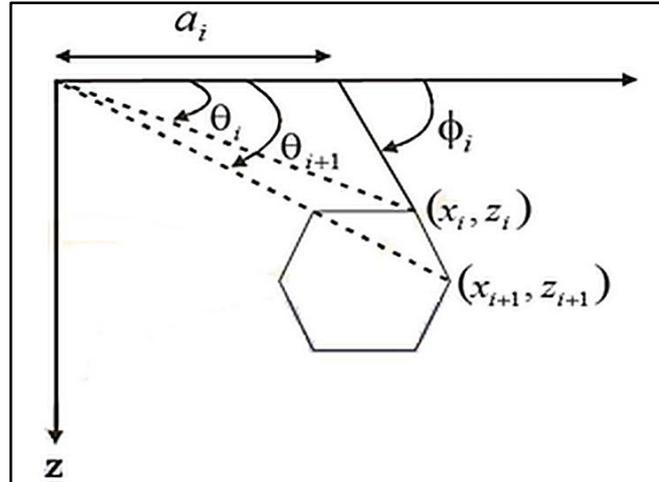
Integral garis tertutup tersebut dapat dinyatakan sebagai jumlah integral garis tiap sisinya, sehingga dapat ditulis sebagai berikut:

$$g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n g_i \quad (2.32)$$

Model benda anomali sembarang oleh Talwani didekati dengan poligon-poligon dimana sistem koordinat kartesian. Untuk benda poligon sederhana, dapat

ditunjukkan dengan persamaan sebagai berikut:

$$g_1 = \int_b^a \frac{a_1 \tan \theta_1}{\tan \varphi_1 - \tan \theta} d\theta \quad (2.33)$$



Gambar 2.10 Efek Gravitasi Poligon Menurut Talwani (Talwani, 1959).

Sehingga diperoleh persamaan sebagai berikut:

$$g_1 = a_1 \sin \varphi_1 \cos \varphi_1 \left\{ (\theta_1 + \theta_2) \ln \frac{\cos \theta_1 (\tan \theta_1 - \tan \varphi_1)}{\cos \theta_2 (\tan \theta_2 - \tan \varphi_1)} \right\} \quad (2.34)$$

atau

$$Z_1 = \frac{a_1 c}{c^2 + 1} \left\{ \theta_1 - \theta_2 + \frac{1}{2} C \left(\frac{x_2^2 - z_2^2}{x_1^2 - z_1^2} \right) \right\} \quad (2.35)$$

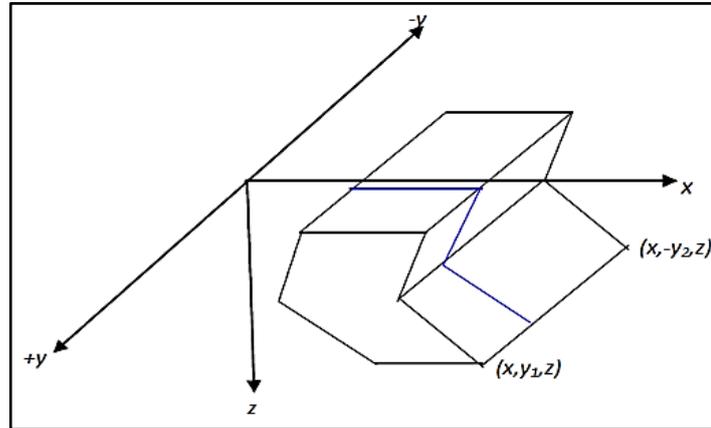
dengan:

$$a_1 = x_2 - z_2 \cot \varphi_1 = x_2 - z_2 \left(\frac{x_2 + x_1}{z_2 - z_1} \right) \quad (2.36)$$

$$\theta_1 = \tan^{-1} \left(\frac{z_1}{x_1} \right) \quad \varphi_1 = \tan^{-1} \left(\frac{z_2 + z_1}{x_2 - x_1} \right) \quad (2.37)$$

Pemodelan Talwani 2.5 D adalah pemodelan anomali gaya berat dengan menggunakan bentuk anomali 2.5 D yaitu model 2 D dengan penampang berhingga yang sama pada arah tegak lurus dengan bidang 2 D-nya.

Untuk model benda anomali gravitasi 2.5 D ditambahkan panjang strike benda kekiri maupun kekanan dari poligon pada bidang xz dan didefinisikan sebagai Y_1 bernilai positif pada arah +Y dan Y_2 bernilai positif pada arah -Y.



Gambar 2.11 Geometri dari Benda 2.5 D Sumbu Z Positif Kebawah, Sumbu Y Arah Strike dan Kelurusan Lintasan pada Arah X (Cady, 1980).

2.7 Struktur Geologi Sesar

Deformasi adalah perubahan dalam tempat dan atau orientasi dari tubuh batuan akibat pengaruh gaya (tektonik) yang bekerja pada batuan tersebut. Deformasi didefinisikan menjadi 4 pergerakan, yakni: Dilatasi yaitu perubahan volume, Translasi yaitu perubahan posisi, Rotasi yaitu perubahan orientasi, dan Distorsi yaitu perubahan bentuk (Davis, 1984).

Geologi struktur merupakan ilmu yang mempelajari berbagai struktur atau bentuk lapisan tanah akibat adanya gaya tektonisme. Akibatnya akan menghasilkan lipatan (*fold*), kekar (*joint*) dan patahan/sesar (*fault*). Patahan/sesar (*fault*) merupakan bidang rekahan atau zona rekahan pada batuan yang sudah mengalami pergeseran.

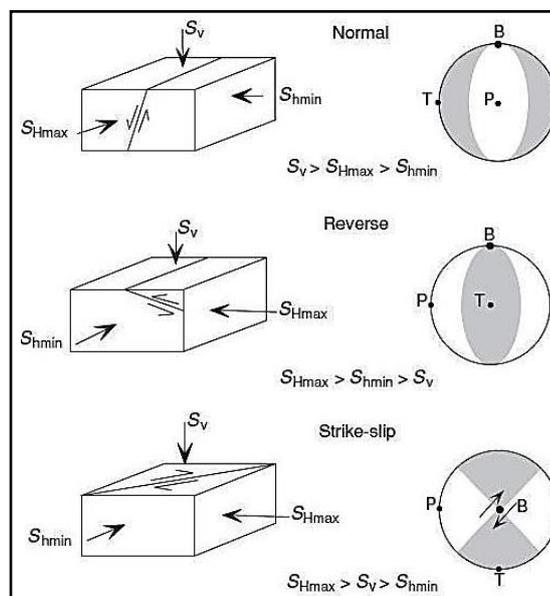
Klasifikasi Anderson (1951) membagi jenis sesar berdasarkan atas *principle stress*. *Principal stress* adalah *stress* yang bekerja tegak lurus bidang sehingga harga komponen *shear stress* pada bidang tersebut adalah nol. Bidang tersebut dikenal sebagai bidang utama atau *principal surface*.

Terdapat tiga *principal stress* yaitu S_1 , S_2 , dan S_3 , dimana $\sigma_1 (S_1) > \sigma_2 (S_2) > \sigma_3 (S_3)$. Dari 3 sumbu tersebut dapat pisahkan menjadi 2 sumbu berdasarkan orientasi sumbu, yaitu sumbu horizontal (S_H) dan sumbu vertikal (S_V).

1. Sesar normal terbentuk apabila S_V adalah *principal stress* maksimum (S_1), S_{Hmax} adalah *principal stress* menengah (S_2), dan S_{Hmin} adalah *principal stress* minimum (S_3).
2. Sesar naik terbentuk apabila S_{Hmax} adalah *principal stress* maksimum (S_1), S_{Hmin} adalah *principal stress* menengah (S_2), dan S_V adalah *principal stress* minimum (S_3).
3. Sesar mendatar terbentuk apabila S_{Hmax} adalah *principal stress* maksimum (S_1), S_V adalah *principal stress* menengah (S_2), dan S_{Hmin} adalah *principal stress* minimum (S_3).

Tabel 2.1 Hubungan Sumbu dengan Jenis Sesar Klasifikasi Anderson (1951).

| <i>Stress</i> | S_1 | S_2 | S_3 |
|---|------------|------------|------------|
| Sesar normal (<i>normal fault</i>) | S_V | S_{Hmax} | S_{Hmin} |
| Sesar mendatar (<i>strike-slip fault</i>) | S_{Hmax} | S_V | S_{Hmin} |
| Sesar naik (<i>reverse fault</i>) | S_{Hmax} | S_{Hmin} | S_V |



Gambar 2.12 Klasifikasi Sesar dan *Principal Stress* Pembentuknya (Anderson, 1951).