

BAB II

TEORI DASAR

2.1. Metode Gayaberat

Metode gayaberat merupakan metode eksplorasi geofisika yang digunakan untuk mengukur variasi medan gravitasi bumi yang diakibatkan oleh adanya perbedaan densitas antar batuan. Metode ini menganalisa adanya perbedaan medan gravitasi di setiap titik observasi pengukuran. Perbedaan tersebut merupakan anomali gayaberat, yang di mana nilai anomali tersebut akan berbeda-beda bergantung pada litologi batuan yang teridentifikasi.

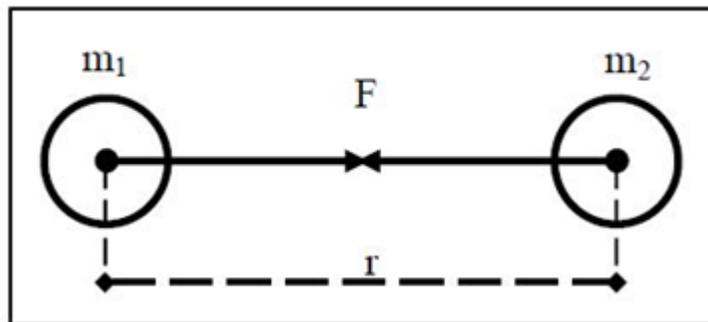
2.2. Prinsip Dasar Metode Gayaberat (*Gravity*)

2.2.1. Hukum Gravitasi *Newton*

Prinsip dasar yang digunakan dalam metode gayaberat ini adalah hukum gravitasi *Newton* yang menyatakan bahwa gaya tarik menarik dua titik massa m_1 dan m_2 yang terpisah pada jarak r diberikan oleh persamaan :

$$F = G((m_1.m_2) / r^2)\hat{r} \quad (2.1)$$

di mana, F adalah gaya antara dua partikel bermassa m_1 dan m_2 , r adalah jarak antar dua partikel, \hat{r} adalah vektor satuan dari m_1 dan m_2 , dan G adalah konstanta gravitasi *universal* ($6.6732 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$). Persamaan (2.1) diilustrasikan seperti pada **Gambar 2.1** sehingga memperlihatkan hubungan antara variabel-variabel di atas [2].



Gambar 2.1. Gaya Tarik Menarik Antar Dua Benda [2]

Adapula prinsip interaksi yang terjadi antara dua partikel yang bermassa m_1 dan m_2 memenuhi persamaan Hukum *Newton* [3], yang dinyatakan sebagai :

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.2)$$

Keterangan:

F = Gaya antara dua partikel bermassa m_1 ke m_2

G = Konstanta gravitasi universal ($6.672 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$)

m_1 = Massa benda 1

m_2 = Massa benda 2

r = Jarak partikel bermassa m_1 ke m_2

2.2.2. Percepatan Gravitasi

Percepatan gravitasi disetiap tempat pada dasarnya akan bervariasi, hal ini diakibatkan oleh sifat bumi yang tidak homogen. Maka dari itu, pada sebuah benda yang bermassa m yang disebabkan oleh tarikan dari bumi yang bermassa M pada jarak r dapat dirumuskan dengan:

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

dengan :

g = percepatan gravitasi bumi (m/s^2)

M = massa bumi (kg)

m = massa benda (kg)

F = gaya gravitasi (*Newton*)

G = konstanta *universal* gravitasi ($6.67 \times 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{kgdt}^2}$)

2.2.3. Percepatan Gravitasi Teoritis

Hasil pengukuran percepatan gravitasi bumi atau gayaberat di atas permukaan secara *lateral* menunjukkan harga yang bervariasi. Hal ini dikarenakan bentuk bumi tidak bulat sempurna dan bumi berotasi. Bentuk rata-rata bumi yang sebenarnya didekati oleh *geoid / mean sea level*.

Sedangkan bentuk pendekatan bumi teoritik saat ini adalah *oblate spheroid* yang sudah diperhitungkan sifat rotasi bumi tersebut. Maka dari itu, persamaan percepatan gravitasi bumi teoritik yang ditetapkan pada *International Association of Geodesy*, tahun 1967 adalah :

$$g_{\phi} = g_e (1 + \beta \sin^2 \phi + \varepsilon \sin^2 2\phi) \quad (2.4)$$

dengan :

g_{ϕ} = Harga gravitasi di *Equator* ($g_{\phi} = 978031.8$ mGal)

ϕ = Lintang tempat

β & ε = Konstanta yang berhubungan dengan parameter bumi

($\beta = 0.0053024$ dan $\varepsilon = 0.0000059$)

2.3. Koreksi Metode Gayaberat

Dalam pengukuran metode gayaberat tersebut, dibutuhkan adanya koreksi dengan perhitungan. Hal ini dikarenakan bumi yang tidak bulat sempurna, relief permukaan yang tidak rata, berotasi dan ber-evolusi dalam sistem matahari serta tidak homogen, sehingga variasi gayaberat yang dihasilkan tidak konstan dan dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya [4] :

1. Lintang
2. Ketinggian
3. Topografi
4. Pasang surut
5. Variasi densitas bawah permukaan

Sehingga perhitungan nilai gravitasi tersebut diperlukan koreksi untuk menghilangkan pengaruh faktor yang tidak sesuai. Berikut ini merupakan koreksi-koreksi yang dilakukan pada metode gravitasi:

1. Koreksi Pasang Surut (*Tidal Correction*)
2. Koreksi Apungan (*Drift Correction*)
3. Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)
4. Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

5. Koreksi *Bouguer* (*Bouguer Correction*)
6. Koreksi Medan Pengukuran (*Terrain Correction*)

2.3.1. Koreksi Pasang Surut (*Tidal Correction*)

Koreksi ini diperlukan untuk menghilangkan pengaruh gravitasi oleh benda-benda langit, terutama matahari dan bulan. Pengaruh ini diakibatkan oleh adanya tarikan gaya gravitasi dari bulan yang menyebabkan air di samudera mengalami tonjolan air pada sisi bumi yang paling dekat ke bulan dan pada sisi bumi yang berlawanan sehingga terjadilah pasang surut.

Maka dari itu, bulan dan matahari dapat mempengaruhi pembacaan anomali gayaberasat di permukaan. Untuk menghilangkan pengaruh tersebut, maka dilakukan perhitungan koreksi dengan cara :

$$g_t = g_{read} + tidal \quad (2.5)$$

dengan :

g_t = Nilai gayaberasat terkoreksi tidal (mGal)

g_{read} = Nilai bacaan gayaberasat pada alat (mGal)

$tidal$ = Nilai koreksi pasang surut tidal

2.3.2. Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi *drift* yaitu koreksi yang dilakukan akibat perubahan nilai bacaan dari waktu ke waktu. Perubahan pembacaan gravimeter (*drift*) dari waktu ke waktu diakibatkan oleh perubahan pegas atau dapat diakibatkan juga oleh alat yang terpengaruh *temperature* di sekitar area eksplorasi sehingga menghasilkan suatu perubahan yang nyata pada bacaan gayaberasat di titik stasiun. Untuk memperoleh nilai gayaberasat yang terkoreksi *drift*, dapat dilakukan dengan cara [5] :

$$g_d = \frac{g_{akhir} - g_{awal}}{t_{akhir} - t_{awal}} \times t_n - t_{awal} \quad (2.6)$$

dengan :

g_d = Nilai gayaberasat terkoreksi *drift* (mGal)

g_{akhir} = Nilai pengukuran gayaberat di stasiun akhir (mGal)

g_{awal} = Nilai pengukuran gayaberat di stasiun awal (mGal)

t_{akhir} = Waktu pengukuran gayaberat di stasiun akhir

t_{awal} = Waktu pengukuran gayaberat di stasiun awal

t_n = Waktu pengukuran gayaberat di stasiun ke-n

2.3.3. Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Bentuk bumi berdasarkan hasil pengukuran geodetik dan penurunan dari satelit mendekati bentuk *spheroidal* yang menggelembung di ekuator dan memipih di kutub, sehingga pendekatan bentuk model bumi disebut sferoid referensi. Sferoid referensi adalah suatu elipsoid yang digunakan sebagai pendekatan untuk muka laut rata – rata (geoid) dengan mengabaikan efek benda di atasnya. Persamaan untuk menentukan nilai gayaberat dititik sferoid referensi dapat menggunakan persamaan berikut [4] :

$$g_{\theta} = 978031.8 (1 + 0.005304 \sin^2 \theta + 0.0000059 \sin^2 2\theta) \quad (2.7)$$

di mana :

g_{θ} = Nilai gayaberat terkoreksi lintang (mGal)

2.3.4. Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Koreksi ini merupakan koreksi yang dilakukan untuk menghilangkan pengaruh nilai gravitasi terhadap ketinggian atau elevasi suatu permukaan yang berbeda, sehingga menarik medan gravitasi bumi ke pengukuran standar permukaan bumi yaitu *Spheroid* referensi, agar kondisinya sama dengan di *spheroid* [4]. Nilai faktor koreksi udara bebas pada bidang ekuator adalah -0.3086 mGal/m, sehingga untuk mendapatkan nilai gayaberat terkoreksi udara bebas adalah dengan cara :

$$FAC = -0.3086 \times h \quad (2.8)$$

$$FAA = g_{obs} - g_{\theta} + (0.3086 \times h) \quad (2.9)$$

di mana :

h = Elevasi stasiun pengukuran

FAC = *Free Air Correction*

FAA = *Free Air Anomaly* (mGal)

g_{obs} = Nilai gayaberat observasi (mGal)

g_{θ} = Nilai gayaberat terkoreksi lintang (mGal)

2.3.5. Koreksi *Bouguer* (*Bouguer Correction*)

Koreksi ini berfungsi untuk menghilangkan efek tarikan dari massa benda yang berada pada titik pengamatan. Dengan koreksi ini, nilai gravitasi yang didapatkan akan memunculkan nilai baru dengan menemukan titik batuan berupa *slab* dengan ketebalan h dan densitas rata-rata ρ .

Densitas pada koreksi *Bouguer* ini dapat dilakukan dengan beberapa cara, yaitu metode *Nettleton* dan *Parasnis* [6]. Nilai densitas tersebut akan digunakan sebagai acuan untuk menghitung nilai gayaberat yang terkoreksi *Bouguer* dengan cara :

$$BC = 0.04193 \times \rho \times h \quad (2.10)$$

di mana:

BC = *Bouguer Correction* (mGal)

ρ = Densitas batuan (gr/cc)

h = Elevasi (m)

2.3.6. Koreksi Medan Pengukuran (*Terrain Correction*)

Adanya pengaruh penyebaran massa yang tidak teratur pada sekitar daerah pengukuran maka diperlukan koreksi *Terrain*. Hal ini diakibatkan karena bentuk permukaan bumi yang topografinya berundulasi.

Suatu permukaan yang terdapat penampakan alam seperti lembah, bukit, maupun gunung merupakan Topografi berundulasi. Sehingga efek dari topografi ini mengakibatkan berkurangnya medan gayaberat sebenarnya dan membutuhkan nilai koreksi medan pengukuran. Perhitungan koreksi

medan dapat dilakukan pembagian berdasarkan radiusnya, yaitu *inner zone* dan *outer zone* [7] Sehingga koreksi ini dapat dilakukan dengan cara:

$$TC = 0.04191 \frac{\rho}{n} \left(r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \right) \quad (2.11)$$

di mana:

TC = *Terrain Correction* (mGal)

ρ = Densitas batuan (gr/cc)

n = Jumlah partisi kompartemen yang digunakan

r_1 = *Inner zone* (m)

r_2 = *Outer zone* (m)

z = Modulus perbedaan antara elevasi stasiun dengan rata-rata segmen

2.4. Anomali Bouguer (*Bouguer Anomaly*)

Proses ini didapatkan setelah melakukan koreksi-koreksi anomali gayabarat seperti koreksi *Bouguer*, koreksi udara bebas, dan koreksi medan.

Complete Bouguer Anomaly (CBA) merupakan selisih antara nilai gayabarat pengamatan dengan gayabarat teoritik yang didefinisikan pada titik pengamatan bukan pada bidang referensi, baik *ellipsoid* maupun muka laut rata-rata.

Complete Bouguer Anomaly (CBA) diberikan dalam persamaan [8] :

$$CBA = g_{obs} - g_{\theta} + FAC - BC + TC \quad (2.12)$$

$$CBA = g_{obs} - g_{\theta} + (0.3086 \times h) - 0.04193 \times \rho \times h + TC \quad (2.13)$$

di mana:

CBA = *Complete Bouguer Anomaly*

g_{obs} = Gayabarat observasi

g_{θ} = Gayabarat normal/teoritis pada lintang

FAC = Koreksi udara bebas

BC = Koreksi *Bouguer*

TC = Koreksi medan

ρ = rapat massa (gr/cc)

h = tinggi (meter)

Nilai CBA ini dapat ditentukan dari nilai *Simple Bouguer Anomaly* (SBA), yang kemudian dimasukkan pada persamaan berikut :

1. *Simple Bouguer Anomaly* (SBA)

$$SBA = g_{obs} - g_{\theta} + FAC - BC \quad (2.14)$$

di mana:

SBA = *Simple Bouguer Anomaly* (mGal)

2. *Complete Bouguer Anomaly* (CBA)

$$CBA = SBA + TC \quad (2.15)$$

di mana:

CBA = *Complete Bouguer Anomaly* (mGal)

2.5. Analisis Spektral

Analisis spektral ini merupakan teknik yang dilakukan untuk menentukan estimasi kedalaman anomali gayaberat dan lebar jendela (*window*). Setelah teknik tersebut dilakukan, maka selanjutnya dapat dilakukan pemisahan anomali regional-residual.

Dalam analisis spektral ini, dilakukan proses transformasi *Fourier*. Proses ini melakukan perubahan domain waktu ke dalam domain frekuensi dengan suatu sinyal menjadi beberapa sinyal yang bervariasi terhadap nilai frekuensinya. Hasil dari transformasi ini berupa *spektrum amplitude* dan *spektrum phase*, sehingga pada transformasi ini didapatkan nilai estimasi kedalaman dengan ditentukan melalui perkiraan bilangan gelombang (k) dan amplitude (A) yang digunakan untuk menghitung lebar jendela (*window*). Setelah didupatkannya nilai lebar jendela dari *filter* tersebut, maka selanjutnya dapat dilakukan tahap pemisahan anomali regional dan residual.

Berdasarkan proses transformasi *Fourier* di atas, [3] menemukan persamaan transformasi *Fourier* dengan rumus:

$$(U) = G\rho F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (2.16)$$

$$F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (2.17)$$

di mana:

U = Potensial Gravitasi

r = Jarak

k = Bilangan gelombang

z_0 = Kedalaman titik amat

ρ = Anomali rapat massa

z' = Kedalaman anomali

Dengan persamaan 2.17 ke persamaan 2.16 didapatkan persamaan berikut:

$$F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi G\rho F \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (2.18)$$

Kemudian, proses transformasi *fourier* tersebut dilakukan penurunan menjadi:

$$F(g) = G\rho F \frac{\partial 1}{\partial zr} \quad (2.19)$$

$$= G\rho F \frac{\partial 1}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (2.20)$$

$$= 2\pi G\rho e^{|k|(z_0-z')} \quad (2.21)$$

Dari persamaan sebelumnya, maka dilakukan substitusi $C = 2\pi G\rho$, sehingga transformasi *fourier* untuk data gayaberat hasilnya adalah sebagai berikut:

$$A = C e^{|k|(z_0-z')} \quad (2.22)$$

di mana:

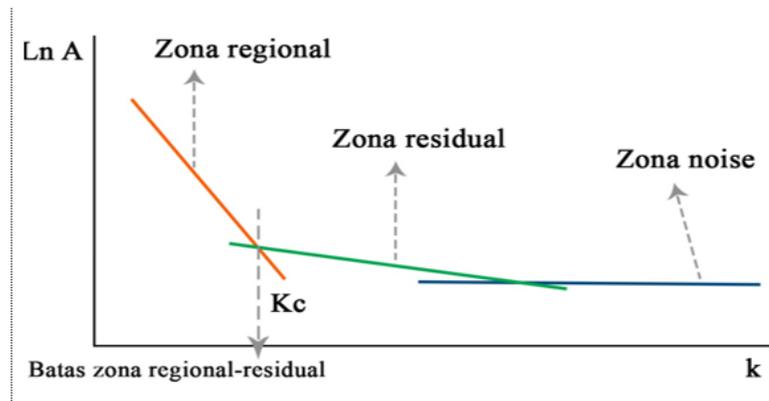
A = Amplitudo

C = Konstanta

Berdasarkan persamaan 2.22, maka dilakukan logaritma dengan cara :

$$\ln A = (z_0 - z')|k| \quad (2.23)$$

Maka dari itu, hasil logaritma tersebut menunjukkan adanya kedalaman rata-rata pada suatu bidang. Sehingga, proses analisis spektral menggunakan transformasi *Fourier* menunjukkan adanya pembagian zona anomali regional, zona anomali residual, dan zona *noise* seperti pada **Gambar 2.2**.



Gambar 2.2. Kurva Ln A terhadap k [3]

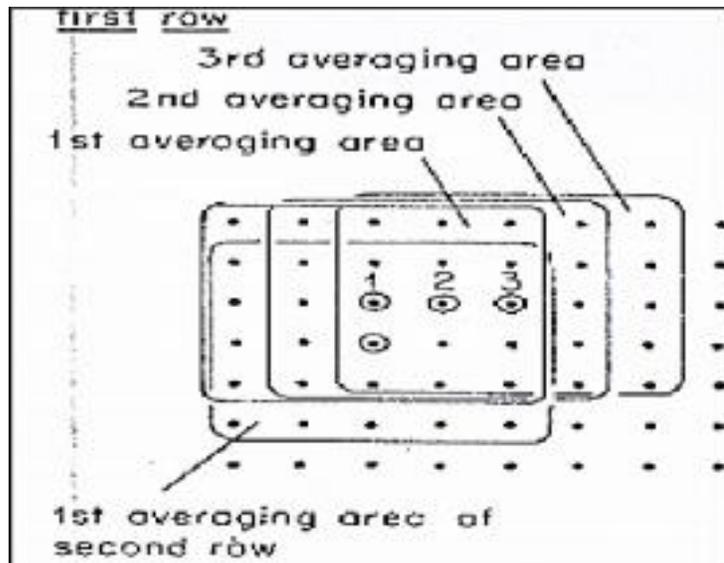
2.6. Moving Average

Metode ini merupakan *filter* pada proses pengolahan data anomali gayaberat berdasarkan nilai *Complete Bouguer Anomaly* (CBA), di mana fungsi pada *filter* ini menunjukkan hasil anomali regional yang bersifat lebih *smooth* atau halus dengan menyisipkan nilai lebar jendela atau *window* yang didapat melalui perhitungan proses transformasi *fourier* pada analisis spektral berdasarkan kurva *ln A* terhadap bilangan gelombang (*k*). Metode ini dilakukan dengan meratakan nilai anomalnya yang menghasilkan anomali regional, sedangkan nilai anomali residual didapatkan dengan mengurangkan data CBA terhadap anomali regional. Proses *Moving Average* dapat dilihat pada sketsa **Gambar 2.3**. Sehingga, persamaan moving average untuk 1D dapat dirumuskan menjadi [19]:

$$\Delta g_r i = \frac{\Delta g_{i-n+\dots+\dots} + \Delta g_{i+\dots+\dots} + \Delta g_{(i+n)}}{N} \quad (2.24)$$

Sedangkan, persamaan kasus 2D dalam jendela 5x5 pada data dapat dihitung melalui persamaan [20] :

$$\Delta g_r = \frac{1}{25} [\Delta g_{B1} + \Delta g_{B2} + \dots + \Delta g_{B25}] \quad (2.25)$$



Gambar 2.3. Sketsa *moving average* 2D [20]

2.7. *Second Vertical Derivative*

SVD bersifat sebagai *high pass filter*, sehingga dapat menggambarkan anomali residual yang berhubungan dengan struktur dangkal dan dapat digunakan untuk mengidentifikasi struktur geologi suatu daerah. Perhitungan SVD diturunkan langsung dari persamaan Laplace untuk anomali gaya berat di permukaan yang dituliskan dalam persamaan Laplace's [4] :

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \text{ di mana,} \quad (2.26)$$

$$\nabla^2 \Delta g = \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} \quad (2.27)$$

Sehingga persamaannya menjadi:

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = 0 \quad (2.28)$$

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} \right] \quad (2.29)$$

Untuk pemisahan anomali regional terhadap anomali *Bouguer* dapat dilakukan dengan metode *Second Vertical Derivative* hasil perhitungan [8] yang ditunjukkan pada **Tabel 2.1**.

Tabel 2.1. Operasi *filter* SVD [8]

0	-0.0833	0	-0.0833	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0334	1.0668	-0.0334	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0833	0	-0.0833	0

2.8. *Improved Normalized Horizontal*

Metode ini merupakan *high-pass filter* berdasarkan turunan horisontal dan vertikal dari anomali gravitasi. *Horizontal Derivative* (HD) ini memaksimalkan setiap perubahan densitas yang terjadi secara signifikan [9] dan dapat di rumuskan dengan:

$$HD = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (2.30)$$

Di mana $(\partial g / \partial x)$ dan $(\partial g / \partial y)$ adalah turunan anomali gravitasi berdasarkan koordinat dengan arah x dan y. Pada metode ini, anomali yang dihasilkan memiliki ketelitian terhadap struktur yang dangkal maupun yang dalam, dengan mengurangi pengaruh dari suatu noise. Hasil pada metode ini, merupakan amplitudo *horizontal derivative* pada suatu daerah penelitian.

Improved Normalized Horizontal (INH) *filter* ini ditemukan atas usulan [10], yang mana *filter* pendeteksi tepian ini dikembangkan melalui *normalized horizontal tilt angle* (TDX) oleh [11], dengan rumus sebagai berikut:

$$INH = \tan^{-1} \sqrt{\frac{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}{p + \left(\frac{\partial g}{\partial z}\right)^2}} \quad (2.31)$$

Di mana p adalah nilai konstanta positif yang ditentukan oleh *interpreter*. Secara umum, nilai p merupakan hasil dari sepersepuluh atau seperdua puluh nilai maksimum turunan horizontal total [10] Nilai p tersebut dapat dapat dilakukan dengan metode *trial and error* (coba-coba).

2.9. Pemodelan Ke Depan (*Forward Modelling*)

Metode ini merupakan proses interpretasi dengan menurunkan *fitting* antara anomali *Bouguer* lapangan dan anomali kalkulasi. Pemodelan ini membutuhkan studi lapangan tentang informasi geologi yang ada di daerah penelitian, sehingga dapat memodelkan struktur model bawah permukaannya. Pemodelan ini dapat dilakukan dengan tiga langkah, yaitu kalkulasi dari model, membandingkan anomali kalkulasi dengan anomali lapangan, dan pengaturan model.

Interpretasi ini memerkirakan densitas bawah permukaan dengan membuat terlebih dahulu benda geologi bawah permukaan. Kalkulasi anomali dari model yang dibuat kemudian dibandingkan dengan anomali *Bouguer* yang telah diperoleh dari survei gayaberasat. Prinsip umum pemodelan ini adalah meminimumkan selisih anomali pengamatan untuk mengurangi ambiguitas.

Hasil dari pemodelan adalah sifat dua dimensi dari permukaan bawah bumi, yang mencerminkan model tiga dimensinya. Hal ini diperlihatkan oleh penampang yang sama, dengan panjang tak berhingga pada satu koordinat daerah penelitian.

Istilah *forward modeling* digunakan untuk proses *trial and error*. *Trial and error* adalah mencoba dan menebak untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis dengan data lapangan. Sehingga hasil dari proses *trial and error* ini diperoleh model yang responnya mendekati atau hampir sama dengan data, [12]. Pemodelan ini dapat dilakukan dengan tiga langkah, yaitu kalkulasi dari model, perbandingan anomali kalkulasi dengan anomali lapangan, dan pengaturan model yang terlihat pada **Gambar 2.4**. Adapula persamaan matematis berdasarkan [3] yaitu :

$$g = 2G\rho \sum_{N=1}^n \frac{\beta_n}{1+a_n^2} \left[\log \frac{r_{n+1}}{r_n} - a_n(\theta_{n+1} - \theta_n) \right] \quad (2.32)$$

Di mana, rumus diatas di subsitusikan dengan persamaan berikut :

$$\alpha_n = \frac{x_{n+1}-x_n}{z_{n+1}-z_n} \quad (2.33)$$

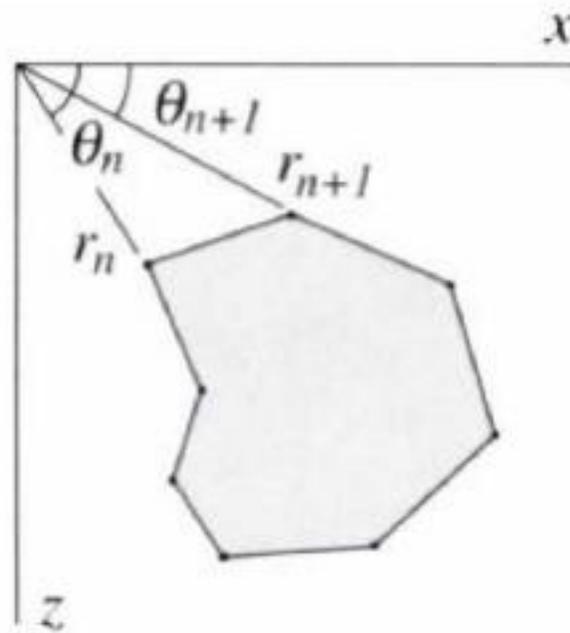
$$\beta_n = \frac{x_n z_{n+1} - x_{n+1} z_n}{z_{n+1} - z_n} \quad (2.34)$$

$$r_{n+1} = \sqrt{x_{n+1}^2 + z_{n+1}^2} \quad (2.35)$$

$$r_n = \sqrt{x_n^2 + z_n^2} \quad (2.36)$$

$$\theta_{n+1} = \tan^{-1} \frac{z_{n+1}}{x_{n+1}} \quad (2.37)$$

$$\theta_n = \tan^{-1} \frac{z_n}{x_n} \quad (2.38)$$



Gambar 2.4. Efek gayaberat *polygon* [3]