

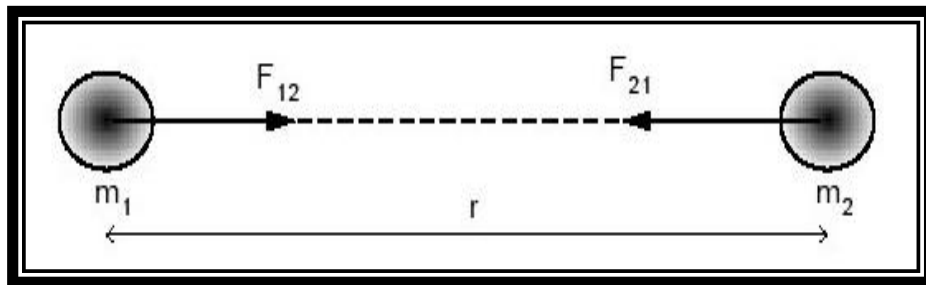
BAB II

TEORI DASAR

2.1 Konsep Dasar Gayaberat

Konsep dasar dari metode gayaberat adalah Hukum Newton mengenai medan gravitasi. Hukum ini menyatakan bahwa gaya tarik menarik antara dua buah benda sebanding dengan massa kedua benda dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat kedua massa tersebut, maka dapat dirumuskan sebagai berikut:

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



Gambar 2.1 Ilustrasi Gaya Tarik Antara Dua Benda

Pada Hukum kedua Newton menyatakan bahwa gaya adalah besar perkalian dari massa dan percepatan, dimana jika arah gerakanya vertikal, maka gaya yang mempengaruhi adalah percepatan gravitasi atau dapat ditulis sebagai berikut:

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

Jika persamaan (2.1) dan (2.2) disubstitusikan akan memiliki persamaan:

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

Dimana :

F = gaya (Newton)

G = konstanta gayaberat = $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$

M = massa bumi (kg)

m = massa benda (kg)

r = jarak antara pusat massa benda terhadap massa bumi (M)

g = percepatan (m/s^2)

Dari persamaan tersebut, medan gravitasi merupakan medan yang konservatif 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.

Pengukuran percepatan gravitasi pertama kali dilakukan oleh Galileo sehingga menamai satuan percepatan gravitasi dengan satuan Gal. Berdasarkan pengukuran gayaberat yang sudah dilakukan, didapatkan bahwa anomali gayaberat yang didapatkan dari kegiatan eksplorasi adalah dalam orde miligal:

$$1\text{Gal} = 1\text{cm/s}^2 = 10^{-2}\text{m/s}^2 \quad (2.4)$$

$$1\text{mGal} = 10\text{ gravity unit} = 10^{-5}\text{m/s}^2 \quad (2.5)$$

2.2 Koreksi Data Gayaberat

Suatu nilai yang didapatkan ketika melakukan pengukuran gayaberat di suatu titik pada permukaan bumi menggunakan gravimeter akan dipengaruhi oleh faktor - faktor lain dari nilai target yang dicari. Variasi besarnya gayaberat dipermukaan bumi ini dapat dipengaruhi oleh lima faktor sebagai berikut, (Telford, dkk,1976):

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

Selain kelima faktor tersebut masih ada beberapa faktor lain yang dapat mempengaruhi nilai anomali seperti alat, ketelitian, dan sebagainya. Maka dalam mengolah data gayaberat diperlukan adanya koreksi terhadap harga gayaberat yang terukur untuk mereduksi *noise* dan hasil akhirnya hanya akan mendapatkan variasi densitas bawah permukaan saja yang ditargetkan. Koreksi yang dilakukan meliputi spheroid referensi dan geoid, koreksi *tidal*, koreksi *drift*/apungan, koreksi *free-air*, koreksi Bouguer, dan koreksi *terrain* (topografi). Anomali gayaberat Bouguer dapat dibuat dalam persamaan:

$$g_{anomali} = g_{observasi} - g\Phi + FAC - BC + TC \quad (2.6)$$

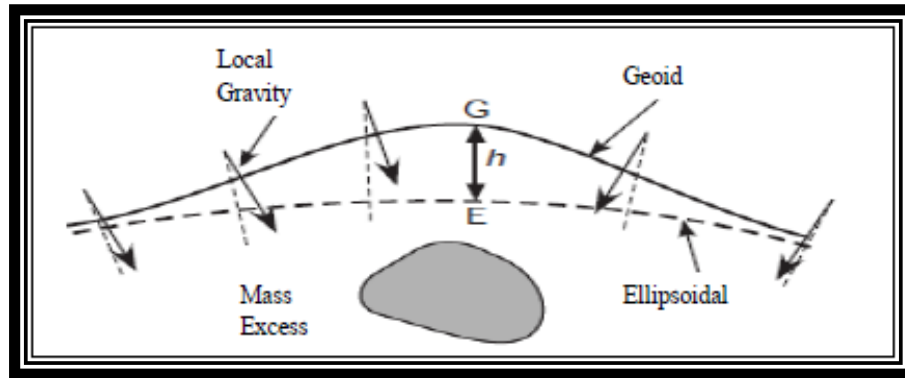
2.2.1 Koreksi Geoid / Lintang

Koreksi lintang adalah koreksi yang digunakan pada pembacaan nilai gayaberat terhadap lintang geografis bumi. Nilai gayaberat pada setiap lintang memiliki nilai pembacaan yang berbeda karena bumi tidak memiliki bentuk yang bulat sempurna (elipsoid) dan pipih di setiap kutubnya.

Menurut pengukuran geodetik, bentuk bumi mendekati sferoidal sehingga dibutuhkan spheroid referensi sebagai pendekatan muka laut rata-rata (geoid), dan mengabaikan efek benda di atasnya. Tetapi keberadaan suatu massa di bawah permukaan dapat mempengaruhi nilai geoid tersebut, maka bentuk geoid akan berubah karena terdapat variasi densitas massa yang mengakibatkan perbedaan gayaberat di sekitar. Geoid yaitu permukaan equipotensial yang dianggap sebagai muka laut rata-rata dimana adanya efek elevasi di daratan, depresi di bagian lautan (harga maksimalnya dapat mencapai 9000 m) dan efek variasi rapat massa lainnya. Dalam penelitian ini digunakan Spheroid referensi dari *International Association of Geodesy* (IAG) yang diberi nama *Geodetic Reference System 1980* (GRS80):

$$g(\phi) = 978032.700 (1 + 0.0053024 \sin^2 \phi + 0.0000058 \sin^2 2\phi) \quad (2.7)$$

dimana ϕ adalah sudut lintang dalam radian.



Gambar 2.2 Undulasi Geoid di Atas Elipsoid Referensi Disebabkan Adanya Massa di Bawah Permukaan

2.2.2 Koreksi *Tidal* (Pasang Surut)

Koreksi pasang surut pada pengukuran gayaberat adalah untuk menghilangkan pengaruh dari benda - benda di langit seperti matahari dan bulan yang memiliki nilai gravitasi sendiri. Harga koreksi ini bergantung pada posisi lintang dan waktu pengambilan data gayaberat. Efek gayaberat di titik p pada permukaan bumi dengan persamaan potensial adalah (Longman, 1959):

$$U_p = G(r) \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \left(\cos 2\theta_m + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{6} \frac{r}{c} \left(\frac{c}{R} \right)^4 (5 \cos 3\theta_m + 3 \cos \theta_m) \right] \quad (2.8)$$

keterangan: U_p = potensial di titik p akibat pengaruh bulan

θ_m = posisi lintang

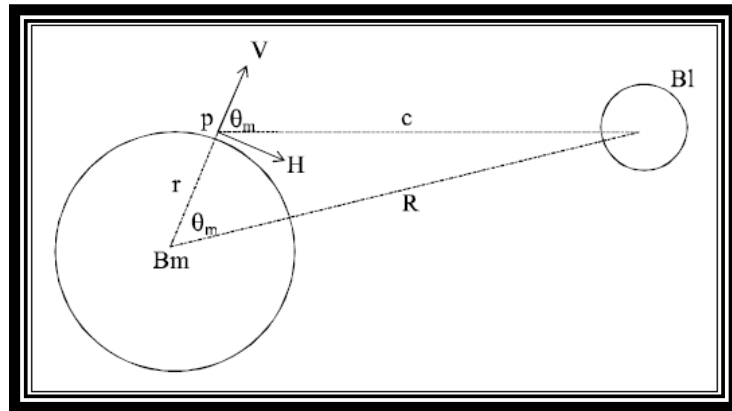
Bl = bulan

Bm = bumi

c = jarak rata - rata ke bulan

r = jari - jari bumi ke titik p

R = jarak dari pusat bumi ke bulan

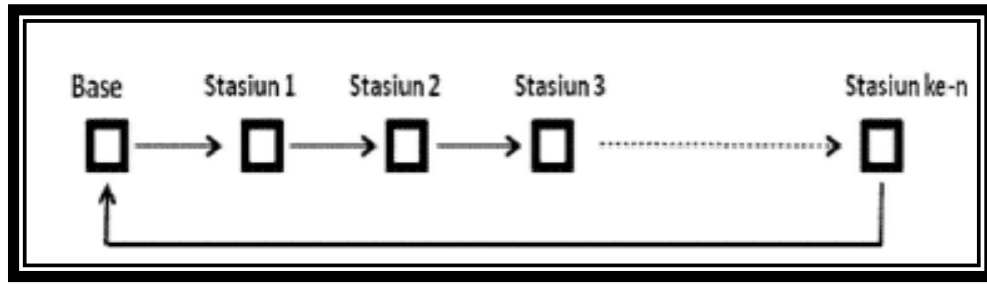


Gambar 2.3 Skematik Pengaruh Gayaberat Bulan Terhadap Titik P di Permukaan Bumi (Kadir,2000)

2.2.3 Koreksi *Drift* (Apungan)

Gravimeter dirancang menggunakan sistem keseimbangan pegas yang dilengkapi dengan massa tergantung bebas di ujungnya. Pegas bukan merupakan benda yang memiliki elastisitas sempurna, tetapi sistem pegas dapat tidak kembali ke kedudukan semula atau pegas dapat lelah karena menahan beban tersebut. Semua alat gravimeter harus memiliki tingkat ketelitian yang tinggi dikarenakan respon yang akan diterima bisa bernilai sangat kecil dan bervariasi terhadap waktu. Hal ini dikarenakan faktor internal, yakni adanya struktur dalam pegas sangat halus, sehingga perubahan mekanis yang sangat kecil akan berpengaruh terhadap hasil pengukuran (Susilawati,2005).

Salah satu koreksi yang dapat dilakukan adalah dengan koreksi *drift*. Sebelumnya untuk mengatasi pembacaan gravimeter pada saat pengukuran, maka perlu dilakukan sistem pengukuran secara *looping*. Lalu setelah melakukan *looping*, koreksi ini dilakukan karena adanya perbedaan pembacaan gayaberat di stasiun yang sama pada waktu yang berbeda, hal tersebut dapat diakibatkan karena adanya guncangan terhadap pegas dan kelelahan terhadap pegas tersebut pada alat gravimeter yang dapat mengurangi tingkat elastisitasnya selama proses transportasi dari stasiun satu ke stasiun lainnya selama proses pengukuran.



Gambar 2.4 Sketsa Pengambilan Data Secara *Looping*

Maka perumusan untuk koreksi ini dapat ditulis sebagai berikut:

$$drift = \frac{g_{obs} - g_{awal}}{t_{akhir} - t_{awal}} (t_{stasiun} - t_{awal}) \quad (2.9)$$

keterangan: g_{obs} = nilai gravimeter pada stasiun ke-n

g_{awal} = nilai gravimeter pada pengukuran stasiun awal dalam *loop*

t_{awal} = waktu pengukuran stasiun awal dalam satu *loop*

t_{akhir} = waktu pengukuran stasiun akhir dalam satu *loop*

$t_{stasiun}$ = waktu pengukuran stasiun ke - n

2.2.4 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Semakin tinggi suatu tempat dari permukaan bumi, maka percepatan gravitasi bumi semakin kecil karena bertambahnya jarak dari pusat bumi ke titik pengukuran. Sering kali pengukuran dianggap terletak di spheroid referensi tetapi pengukuran tersebut bisa saja dipengaruhi oleh daerah yang tinggi di atas *mean sea level* (msl). Oleh karena itu, koreksi udara bebas merupakan koreksi yang dilakukan akibat pengaruh ketinggian terhadap medan gravitasi bumi, yang merupakan jarak stasiun terhadap spheroid referensi. Besar faktor koreksi (FAC) adalah -0.3085 mGal/m atau dapat dituliskan:

$$FAA = g_{obs} - g(\Phi) + 0.3085h \quad (2.10)$$

2.2.5 Koreksi Bouguer

Koreksi bouguer digunakan untuk menghilangkan efek tarikan suatu massa yang berada di antar titik pengamatan dan titik acuan. Koreksi ini dilakukan dengan asumsi pendekatan benda dengan *slab* tidak berhingga, atau dapat dituliskan menjadi:

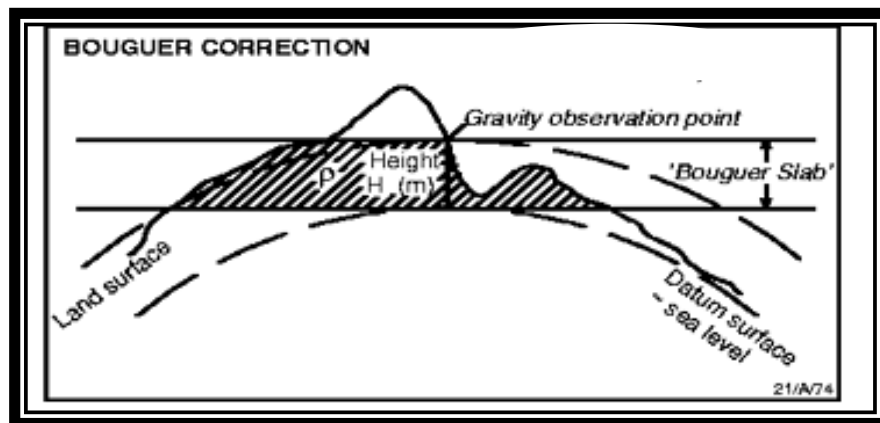
$$BC = 0.04185 \times h \times \rho \quad (2.11)$$

Dimana

BC : koreksi Bouguer (mGal)

h : elevasi (m)

ρ : massa jenis (gr/cc)



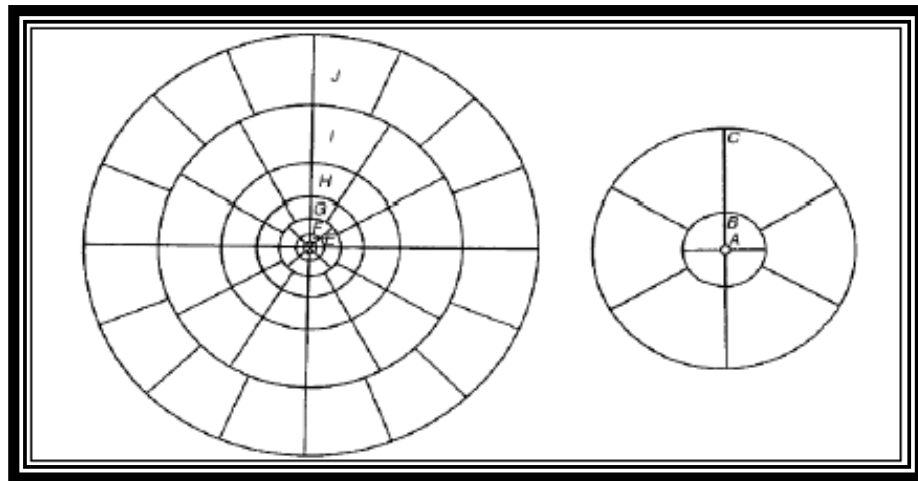
Gambar 2.5 Pengukuran koreksi *Bouguer*

Setelah BC ditentukan, anomali gayaberat menjadi *Simple Bouguer Anomaly* sehingga persamaannya menjadi:

$$SBA = FAA - BC \quad (2.12)$$

2.2.6 Koreksi *Terrain*

Koreksi ini diperlukan untuk menghilangkan pengaruh topografi permukaan bumi. Pada kenyataannya, permukaan bumi tidaklah datar tetapi berundulasi seperti adanya tinggian dan rendahan. Perhitungan koreksi ini dapat dilakukan menggunakan *Hammer Chart*. Berdasarkan radiusnya koreksi ini dibagi menjadi 2, yaitu *inner zone* dan *outer zone*.



Gambar 2.6 *Hammer Chart*

Koreksi medan dihitung menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$TC = 0.04191 \frac{\rho}{n} (r_L - r_D) + \left(\sqrt{r_L^2 + z^2} \right) - \left(\sqrt{r_D^2 + z^2} \right) \quad (2.13)$$

keterangan:

- n = jumlah segmen dalam zona
- z = perbedaan elevasi rata - rata kompartemen dan titik pengukuran
- r_L = radius outer zone (m)
- r_D = radius inner zone (m)
- ρ = densitas batuan rata - rata

Sehingga besar nilai koreksi pada setiap stasiun pengukuran gayabarat adalah total dari koreksi medan (TC) sektor - sektor dalam satu stasiun pengukuran tersebut.

2.3 Estimasi Densitas Rata-Rata

Ekplorasi geofisika menggunakan metode gayabarat memiliki suatu besaran yang menjadi sasaran utama untuk menganalisis daerah target tersebut melalui rapat massa (kontras densitas), maka hal yang perlu diketahui adalah distribusi harga rapat massa batuan yang akan digunakan dalam keperluan pengolahan data sampai tahap interpretasi.

Densitas batuan dipengaruhi oleh berbagai macam faktor dari batuan tersebut seperti densitas butir atau matrik pembentuknya, porositas, maupun kandungan fluida yang ada pada pori-pori tersebut dan masih banyak faktor lainnya lagi. Ada beberapa cara untuk menentukan atau memperhitungkan densitas batuan tersebut, yaitu:

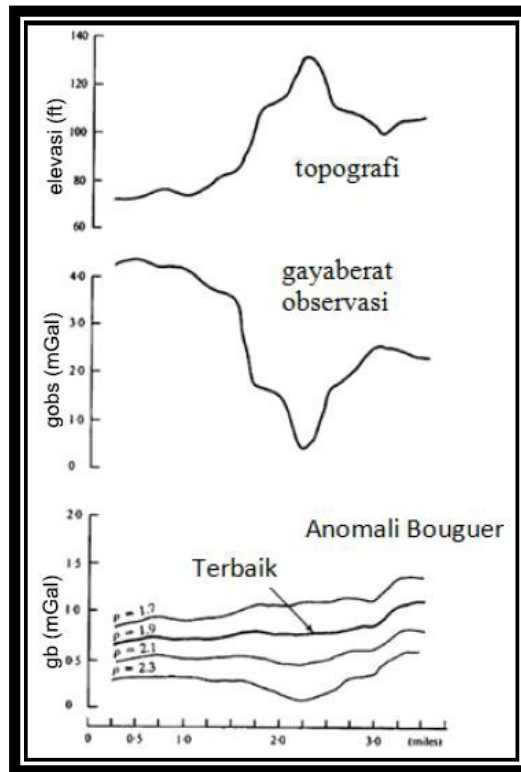
1. Pengukuran batuan di laboratorium
2. Metode nettleton
3. Metode parasnisi

Analisis penentuan densitas rata-rata batuan melalui pengukuran di laboratorium merupakan langkah yang dilakukan secara kualitatif, sedangkan metode nettleton dan parasnisi merupakan penentuan densitas rata - rata yang dilakukan secara kuantitatif.

2.3.1 Metode Nettleton

Metode ini didasarkan pada koreksi bouguer dan koreksi medan, dimana densitas yang digunakan sesuai dengan densitas permukaan, maka penampang atau profil anomali gayabarat menjadi lebih halus. Anomali Bouguer titik pengukuran pada suatu lintasan diplot dengan berbagai macam harga densitas. Pengukuran dilakukan dengan mengestimasi densitas permukaan terbaik dengan menerapkan korelasi silang antara perubahan elevasi terhadap suatu referensi tertentu dengan anomali

gayabernatnya. Densitas terbaik diberikan oleh harga yang memiliki korelasi terkecil.



Gambar 2.7 Estimasi nilai densitas dengan metode Nettleton (Telford, dkk, 1976)

2.3.2 Metode Parasnis

Metode ini didasarkan pada persamaan Anomali Bouguer dengan asumsi nilai Anomali Bouguernya adalah nol.

$$CBA = g_{observasi} - g\Phi + FAC - BC = 0 \quad (2.12)$$

Dari persamaan tersebut diperoleh:

$$g_{observasi} - g\Phi + FAC = BC \quad (2.13)$$

atau

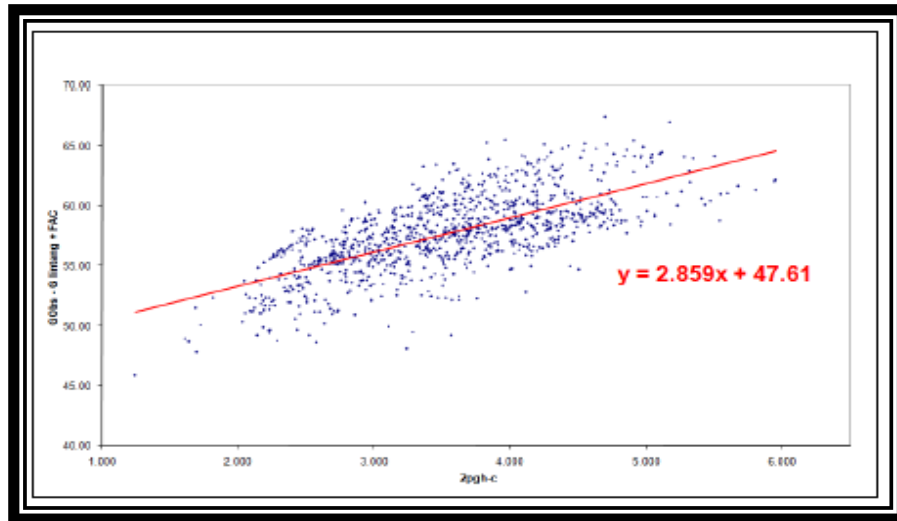
$$(g_{observasi} - g\Phi + 0,3085h) - CBA = (2\pi\gamma h - c)\rho \quad (2.14)$$

Persamaan tersebut dapat dituliskan menjadi persamaan regresi, dimana ruas kiri merupakan variabel y dan ruas kanan merupakan variabel x. Kedua variabel

tersebut lalu diplot pada koordinat kartesian, maka dengan melakukan metode kuadrat terkecil (*least square*) dapat dibentuk menjadi:

$$y - CBA = \rho x \quad (2.15)$$

Nilai densitas akan menjadi gradien garis lurus dari plot data tersebut.



Gambar 2.8 Estimasi nilai densitas dengan metode parasnis

2.4 Analisis Spektral

Analisis spektral adalah metode yang dilakukan untuk mengestimasi lebar jendela serta kedalaman dari anomali gayaberat. Analisis ini dilakukan dengan cara mentransformasi lintasan yang telah ditentukan pada peta kontur anomali menggunakan Transformasi Fourier. Secara umum, Transformasi Fourier adalah menyusun kembali suatu gelombang random ke dalam gelombang sinus dengan frekuensi bervariasi dimana hasil penjumlahan gelombang - gelombang tersebut akan menyerupai bentuk gelombang aslinya (Kadir,2000). Selain itu, analisis spektral juga digunakan untuk membandingkan respon spektrum dari berbagai metode *filtering*.

Blakely (1996) melakukan penurunan spektral dari potensial gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal:

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

keterangan:

U = potensial gayaberat

γ = konstanta gayaberat

μ = anomali densitas

r = jarak

berdasarkan kedua persamaan tersebut maka diperoleh:

$$F(U) = 2\pi \gamma\mu \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (2.17)$$

Sehingga transformasi Fourier anomali gayaberat pada suatu lintasan horizontal yang diinginkan adalah:

$$F(g_2) = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) \quad \text{atau} \quad F(g_2) = 2\pi \gamma\mu e^{|k|(z_0-z')} \quad (2.18)$$

keterangan:

g_2 = anomali gayaberat

k = bilangan gelombang

z_0 = ketinggian titik amat

z = kedalaman benda anomali

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

$$A = C e^{|k|(z_0-z')} \quad (2.19)$$

dimana:

A = amplitudo

C = konstanta

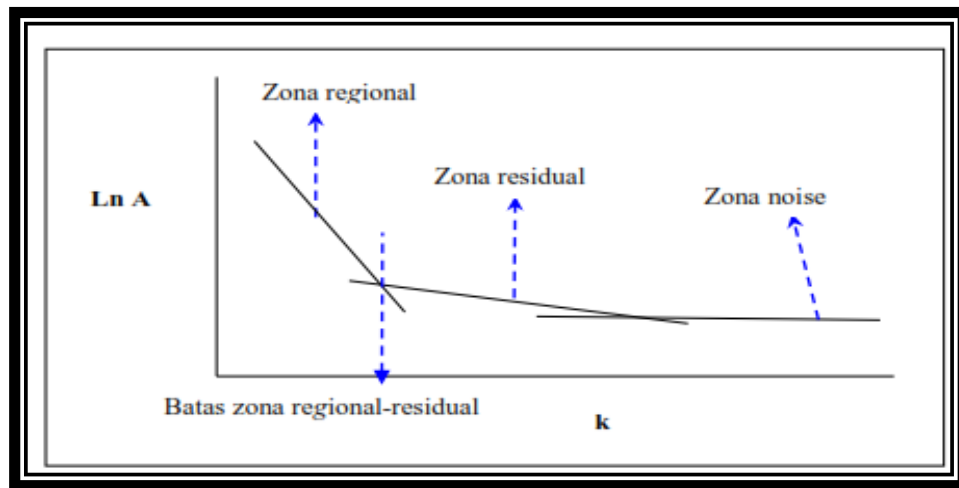
Hasil transformasi di atas lalu dilogartimkan sehingga menghasilkan kurva antara $\ln A$ dan K yang linier. Kurva tersebut dapat digunakan sebagai estimasi lebar jendela yang akan diperlukan dalam proses pemisahan anomali regional dan residual.

$$\ln A = |k|(z_0 - z') \quad (2.20)$$

Hasil logaritma akan menunjukkan kedalaman rata - rata bidang diskontinuitas densitas akan berbanding lurus dengan kemiringan kurva. Lalu dengan menggunakan metode *least square*, maka estimasi kedalaman anomali adalah gradien dari masing-masing lintasan. Hubungan panjang gelombang dengan bilangan gelombang diperoleh dari persamaan Blakely (1996):

$$K = \frac{2\pi}{\lambda} \quad \text{dan} \quad \lambda = N \cdot \Delta x \quad (2.21)$$

Dimana N adalah lebar jendela.



Gambar 2.9 Kurva $\ln A$ terhadap K

2.5 Pemisahan Anomali Gayaberat

Data yang diperoleh setelah melakukan berbagai macam koreksi adalah data Anomali Bouguer. Anomali Bouguer tersebut merupakan hasil dari anomali

residual dan anomali regional yang ada pada daerah tersebut, atau secara sistematis dapat dituliskan:

$$G_{bouguer} = G_{regional} + G_{residual} \quad (2.22)$$

Pada umumnya terdapat anomali yang menjadi target dalam eksplorasi geofisika yang kan digunakan selanjutnya pada tahap interpretasi kualitatif tentang kondisi bawah permukaan, jika target *event* tersebut adalah anomali residual yang merepresentasikan benda - benda anomali di kedalaman yang dangkal, maka perlu dilakukan pemisahan dengan *event* lainnya yaitu *noise* dan anomali regional.

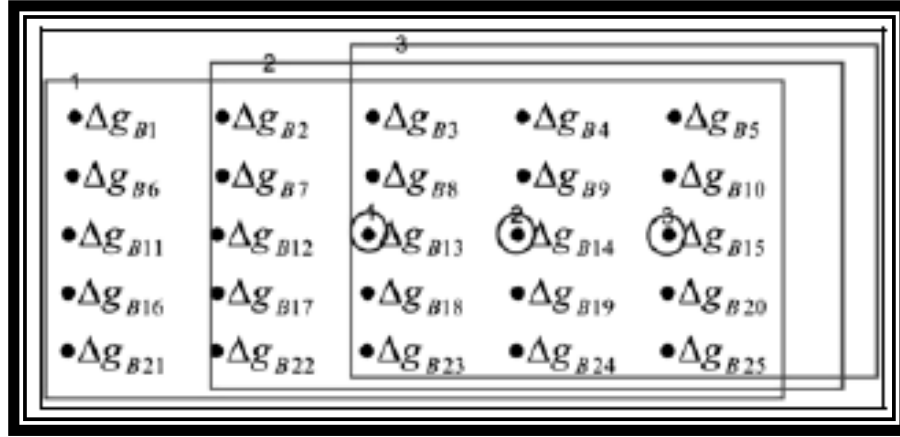
2.5.1 Metode *Moving Average*

Salah satu metode yang dapat digunakan untuk memisahkan anomali gayabarat tersebut adalah metode *Moving Average*. Prinsip dasar dari metode ini adalah dengan merata - ratakan nilai Anomali Bouguer. Setelah dilakukan proses tersebut maka akan dihasilkan anomali regional yang menampilkan daerah target yang dalam. Anomali residual akan didapat dari selisih antara Anomali Bouguer dengan anomali regional yang telah didapatkan sebelumnya. Persamaan yang dapat digunakan untuk kasus satu dimensi adalah sebagai berikut:

$$\Delta g_{reg}(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (2.23)$$

Penerapan metode *Moving Average* pada peta peta 2D dapat dilakukan dengan merata - ratakan semua nilai Δg_B di dalam sebuah area persegi, dimana titik pusat merupakan titik yang akan dihitung sebagai harga Δg_{reg} (Robinson, 1988). Berikut merupakan ilustrasi penerapan dalam jendela 5x5 pada data 2D:

$$\Delta g_{reg} = \frac{1}{25} (\Delta g_{B1} + \Delta g_{B2} + \Delta g_{B3} + \Delta g_{B4} + \dots + \Delta g_{B25}) \quad (2.24)$$



Gambar 2.10 Penerapan *Moving Average* jendela 5x5 (Robinson, 1988)

2.5.2 Metode *Second Vertical Derivative (SVD)*

Metode lain yang dapat digunakan untuk memisahkan anomali regional dan residual adalah dengan menggunakan metode *Second Vertical Derivative*. Metode ini dapat memunculkan efek residual dari pengaruh anomali regionalnya dan untuk menentukan batas-batas dari struktur di daerah penelitian. SVD juga dapat menjadi *filter* yang dapat menyelesaikan anomali residual yang tidak mampu dipisahkan menggunakan metode pemisahan anomali lain seperti *Moving Average*. Persamaan metode SVD didapatkan dari penurunan persamaan Laplace (Telford, dkk, 1976) :

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \quad (2.25)$$

Atau

$$\nabla^2 \Delta g = \frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta z^2} \quad (2.26)$$

Maka untuk SVD, persamaan tersebut dapat dituliskan:

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

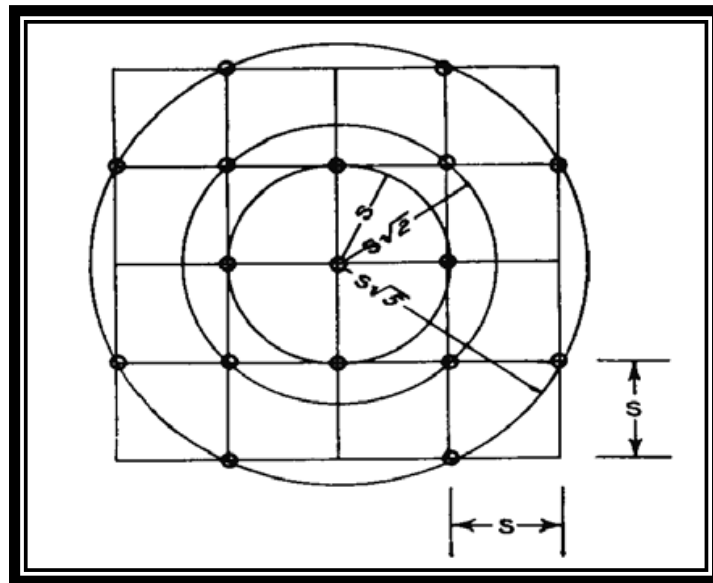
Untuk data 1D atau data penampang, persamaannya adalah sebagai berikut:

$$\frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta z^2} = - \left(\frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta x^2} \right) \quad (2.28)$$

Dari persamaan di atas, maka persamaan untuk metode *Second Vertical Derivative* dari suatu anomali gayaberat permukaan adalah negatif dari turunan orde dua horizontalnya. Data anomali gayaberat di dalam grid teratur dapat menggunakan proses konvolusi untuk mendapatkan anomali SVD tersebut, atau dapat dituliskan menjadi:

$$\Delta g_{svd}(\Delta x, \Delta y) \approx \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) F(x - \Delta x, y - \Delta y) dx dy \quad (2.29)$$

F adalah *filter Second Vertical Derivative* sesuai dengan persamaan di atas dan Δg adalah anomali gayaberat sebagai data input. Terdapat beberapa operator *filter Second Vertical Derivative*, yang dihitung oleh Henderson dan Zeits (1949), Elkins (1951), dan Rosenbach (1952). Dalam penelitian ini penulis menggunakan operator *filter Second Vertical Derivative* hasil perhitungan Elkins yang mengembangkan metode dari lingkaran dalam grid persegi. Filter Elkins membagi menjadi tiga konfigurasi yang sesuai dengan sistem koordinat tiga buah lingkaran.



Gambar 2.11 Grid yang digunakan untuk melakukan perhitungan SVD

Jika nilai gayaberat $g(x, y, 0)$ sudah diketahui di setiap titik dalam bidang horizontal $z=0$, dimana nilai $\bar{g}$ adalah nilai rata-rata dari g pada lingkaran, maka persamaan umumnya dapat dituliskan menjadi:

$$\bar{g}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(r, \phi, 0) d\phi \quad (2.30)$$

Elkins menggunakan persamaan lingkaran tersebut dan mendapatkan matriks 5x5 sebagai berikut:

$$\begin{vmatrix} 0.0000 & -0.0833 & 0.0000 & -0.0833 & 0.0000 \\ -0.0833 & -0.0667 & -0.0334 & -0.0667 & -0.0833 \\ 0.0000 & -0.0334 & +1.0668 & -0.0334 & 0.0000 \\ -0.0833 & -0.0667 & -0.0334 & -0.0667 & -0.0833 \\ 0.0000 & -0.0833 & 0.0000 & -0.0833 & 0.0000 \end{vmatrix} \quad (2.31)$$

Dari analisis SVD, dapat digunakan untuk mengidentifikasi jenis patahan naik dan patahan turun dengan persyaratan sebagai berikut:

Patahan naik:

$$\frac{\delta^2 \Delta g}{\delta x^2} maks < \left| \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta x^2} min \right| \quad (2.32)$$

Patahan turun:

$$\frac{\delta^2 \Delta g}{\delta x^2} maks > \left| \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta x^2} min \right| \quad (2.33)$$

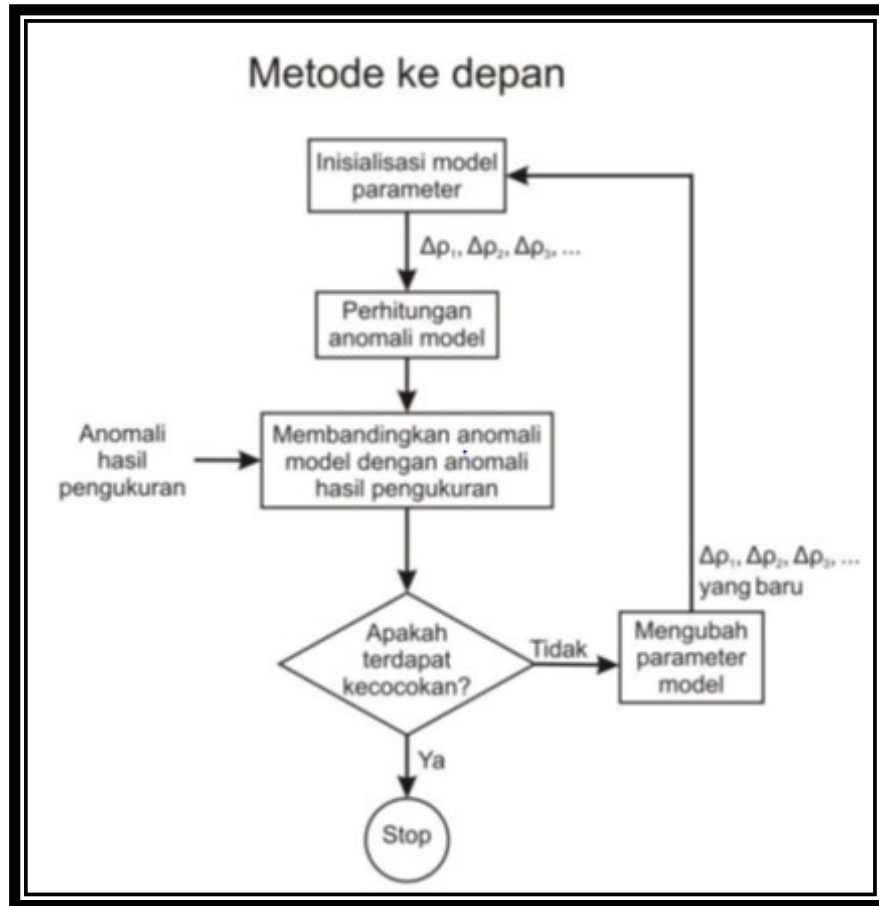
2.6 Pemodelan Data Gayaberat

Pemodelan merupakan salah satu proses yang harus dilakukan untuk melihat dan menganalisis data yang telah diproses sebelumnya. Hasil yang akan didapatkan dari pemodelan adalah model bawah permukaan yang diturunkan dari anomali gayaberat. Model yang dibuat akan menunjukkan distribusi densitas dan geometri suatu sumbernya dalam keadaan yang bervariasi atau yang disebut dengan interpretasi kualitatif.

Pemodelan dalam metode gayabarat dibagi menjadi dua yaitu pemodelan kedepan (*forward modelling*) dan pemodelan kebelakang (*inverse modelling*). Pada pemodelan kedepan prosesnya dilakukan dengan membuat dan menghitung model awal yang berdasar pada pemahaman informasi geologi dan geofisika yang ada sebelumnya kemudian membandingkannya dengan anomali dari hasil pengukuran, lalu kedua model tersebut didekati sampai mendapatkan kecocokan. Sedangkan untuk pemodelan kebelakang, pemodelan menggunakan parameter densitas dapat dihitung langsung dari anomali hasil pengukuran melalui metode numerik.

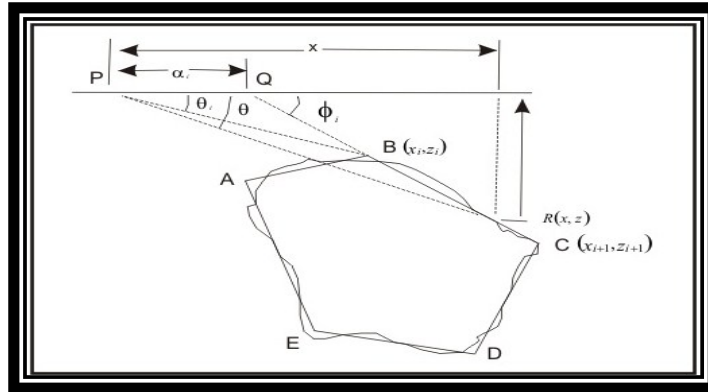
2.6.1 Pemodelan Kedepan (*Forward Modeling*)

Pemodelan kedepan data gayabarat adalah suatu metode interpretas dengan memperkirakan densitas, kedalaman, dan geometri benda-benda geologi yang menyebabkan terjadinya anomali bawah permukaan. Lalu anomali dari model yang telah dibuat harus dibandingkan kembali dengan nilai Anomali Bouguer yang telah diperoleh dari pengukuran gayabarat. Pemodelan kedepan sering juga disebut *trial and error* karena model yang telah dibuat sebelumnya adalah hasil tebak-tebakan untuk memperoleh kesesuaian antara data terotitis dan data lapangan, jika belum memiliki kecocokan maka model awal harus diulang kembali sampai akhirnya sesuai, (Grandis,2009). Prinsip umum pemodelan ini dengan meminimumkan selisih anomali pengamatan untuk mengurangi ambiguitas data.



Gambar 2.12 Diagram alir pemodelan kedepan (*forward modelling*) (Blakely, 1996)

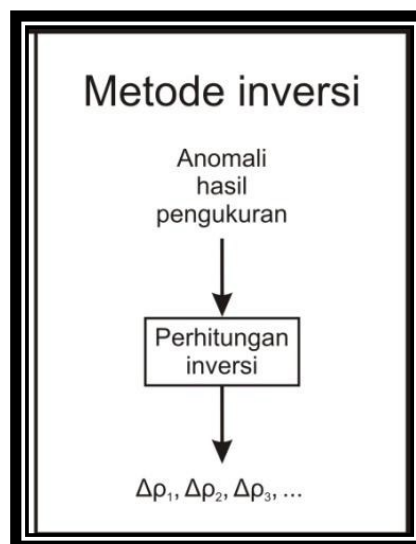
Benda atau sumber anomali dibawah permukaan memiliki bentuk yang kompleks, maka untuk mendekati bentuk tersebut dibuat pendekatan dengan bentuk lingkaran ataupun yang paling sering digunakan adalah bentuk poligon. Bentuk poligon digunakan karena dapat membentuk suatu model dengan sisi - sisi yang dapat disesuaikan.



Gambar 2.13 Model benda 2D pendekatan bentuk poligon (Talwani dkk, 1959)

2.6.2 Pemodelan Kebelakang (*Inverse Modeling*)

Pemodelan kebelakang biasa disebut juga dengan pemodelan langsung karena model yang akan dibuat merupakan interpretasi langsung dari data anomali gayaberat hasil pengukuran. Prinsip dari pemodelan ini adalah membuat suatu model berdasarkan data pengukuran dan dilakukan perhitungan secara numerik. Pemodelan ini juga masih memiliki hasil yang ambigu karena dalam pemrosesannya dilakukan *fitting* data untuk menghasilkan parameter model yang cocok dengan data pengukuran. Model yang optimum akan didapatkan ketika respon model dan data pengukuran akan memiliki tingkat kesesuaian yang tinggi.



Gambar 2.14 Diagram alir pemodelan kebelakang (Blakely, 1996)