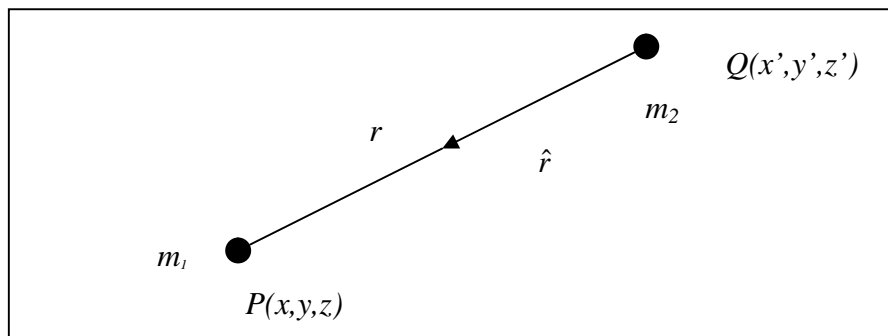


III. TEORI DASAR

3.1 Prinsip Dasar Gayaberat

Metode gayaberat merupakan salah satu metode geofisika yang digunakan untuk mengetahui kondisi geologi bawah permukaan berdasarkan adanya variasi medan gravitasi di permukaan bumi. Metode gayaberat dilandasi oleh hukum Newton yang menyatakan gaya tarik-menarik antara dua buah partikel sebanding dengan perkalian massa kedua partikel tersebut dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat keduanya (Newton, 1687). Pada koorditan kartesius, gaya tarik menarik antara partikel bermassa m_2 pada koordinat $Q(x',y',z')$ dengan partikel bermassa m_1 pada koordinat $P(x,y,z)$ sesuai dengan Gambar 11.



Gambar 11. Gayaberat antara 2 titik massa
(Anonymous op.cit Sunaryo, 2010)

Teori medan gayaberat didasarkan pada hukum Newton tentang medan gayaberat universal. Hukum gayaberat Newton ini menyatakan bahwa gaya

tarik-menarik antara massa m_1 dan m_2 yang berjarak antara pusat massa sebesar r adalah :

$$\vec{F}_{(r)} = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{r} \quad (3.1)$$

dimana:

F = Gaya tarik menarik antara benda m_1 dan m_2 (N)

G = konstanta gravitasi ($6,672 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg s}^2$)

r = jarak antara m_1 dan m_2

m_1 dan m_2 = massa partikal

dengan $r = [(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2]^{1/2}$

\hat{r} = vektor satuan ke arah m_1 (Blakely, 1995).

3.2 Percepatan Gayaberat

Percepatan yang dialami oleh suatu massa (m_2) sebagai akibat dari tarikan massa (m_1) bisa dihitung dengan membagi F dengan m_2 . Jika m_1 adalah massa bumi, maka percepatan yang dialami m_2 pada permukaan bumi sesuai dengan persamaan (3.2) (Telford, 1976).

$$g = \frac{F}{m_2} = -\chi \frac{m_{bumi}}{r^2} \hat{r} (\text{cm/s}^2) \quad (3.2)$$

Dimana $\hat{r} = \frac{1}{r} [(x-x')^2 \hat{i} + (y-y')^2 \hat{j} + (z-z')^2 \hat{k}]$

\hat{r} = vektor satuan ke arah m_1

3.3 Potensi Gayaberat

Potensi pada suatu titik dalam medan gayaberat didefinisikan sebagai fungsi kerja oleh medan magnet, dimana pada kasus gayaberat medan potensialnya adalah medan gayaberat yang ditimbulkan oleh gaya tarik bumi. Dalam medan gayaberat, energi atau kerja yang dilakukan untuk memindahkan suatu muatan massa dari titik awal ke titik tertentu tidak bergantung pada lintasan tetapi hanya bergantung pada posisi awal dan akhir, sehingga medan gayaberat bersifat konservatif.

Gayaberat yang timbul adalah medan konservatif yang dapat diturunkan dari suatu fungsi potensial skalar $U(x,y,z)$ yang disebut *Newtonian Potensial* (Blakely, 1995) atau Potensial Tiga Dimensi, dinyatakan sebagai :

$$g(P) = \nabla U(P) \quad (3.3)$$

Dari persamaan diatas akan diperoleh potensial gaya dalam bentuk:

$$U(P) = \frac{Gm}{r} \quad (3.4)$$

yang menyatakan suatu usaha untuk menggerakkan sebuah massa dari suatu titik tak terhingga jauhnya dari sembarang lintasan, ke suatu titik dengan jarak r dari pusat massa m . Fungsi U disebut potensial gayaberat atau potensial Newton dan percepatan gayaberat g adalah medan potensial. Beberapa buku menetapkan potensial gayaberat sebagai usaha yang dilakukan partikel uji, sehingga dalam persamaan (3.3) ditulis $g(P) = -\nabla U(P)$. Persamaan (3.3) mengikuti konvensi oleh Kellog (1953) yang menyatakan potensial gayaberat ialah usaha yang dilakukan oleh medan gayaberat pada partikel uji dan negatif dari energi potensial partikel.

Untuk sistem internasional (SI) dan satuan sistem mks, m_1 dan m_2 satuannya kilogram (kg), jarak dalam meter (m) dan percepatan gayaberat dalam meter per detik kuadrat (m/s^2). Pada satuan sistem cgs, massa satuannya gram (gr), jarak dalam centimeter (cm) dan satuan percepatan gayaberat dalam $cm.sec^{-2}$ yang sering dipakai adalah Gal (kependekan dari Galileo). Banyak literatur geofisika lebih sering memakai mGal ($1mGal = 10^{-3} Gal = 10^{-5} m/s^2$) (Blakely, 1995).

3.4 Pengukuran Gayaberat

Gayaberat diukur berdasarkan adanya perbedaan sifat fisik massa yang berada di antara dua benda yang terpisah oleh jarak r . Dengan adanya rapat-massa yang berbeda menyebabkan harga gayaberat satuan yang berbeda pada permukaan bumi.

Harga gayaberat rata-rata pada permukaan bumi dalam satuan SI adalah $9,8 m/s^2$. Satuan yang lebih kecil dinyatakan dalam $\mu m/s^2$ atau g.u (gravity unit). Dalam satuan cgs, harga gayaberat dinyatakan dalam cm/s^2 atau gal.

3.4.1 Pengukuran absolut

Pengukuran absolut dilakukan di laboratorium-laboratorium, sulit untuk mendapatkan harga gayaberat absolut yang akurat, karena banyak kendala-kendala yang sangat mempengaruhi hasil pengukuran (Sarkowi, 2009). Oleh karena itu, pengukuran secara absolut jarang sekali dilakukan karena terlalu sulit dan meibatkan banyak faktor

maupun alat. Cara pengukuran absolut yaitu pendulum, jatuh bebas, dan gravimeter.

3.4.2 Pengukuran relatif

Pengukuran relatif lebih umum dan mudah dilakukan, pada penelitian gayabarat. Pengukuran ini dilakukan dengan membandingkan hasil pengukuran titik yang tidak diketahui nilai gayabaratnya dengan titik yang sudah diketahui yang telah diikat kepada titik-titik referensi, misalnya Postdam, IGSN, dan lain lain.

3.4.3 Alat-alat Pengukuran Percepatan Gayabarat

a. Pendulum

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{M \cdot L^2}{Mg \cdot L}} = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}} \quad (3.5)$$

Ketelitian alat Pendulum maksimum 0.1 mGal.

b. Pengukuran Gayabarat dengan Benda Jatuh

Dari persamaan benda jatuh bebas didapatkan persamaan berikut.

$$H = V_0 t + \frac{1}{2} g t^2 \quad (3.6)$$

Dengan $V_0 = 0$, maka:

$$g = \frac{2h}{t^2} \quad (3.7)$$

Ketelitian pengukuran gayabarat dengan benda jatuh ditentukan oleh h dan t dan ketelitian mencapai 10^{-7} Gal.

c. Pengukuran relatif menggunakan Gravimeter

Gravimeter adalah alat pengukur gayaberat relatif yang prinsip kerjanya didasarkan atas memanjangnya pegas akibat perbedaan gaya tarik yang berlaku pada beban, bila sebuah gravimeter dibawa kedua tempat yang berbeda harga gayaberatnya, pergeseran tersebut dibaca pada mistar skala. Ada dua macam alat gravimeter yaitu tipe stabil dan anstabil, tipe yang anstabil saat ini lebih banyak digunakan karena tinggi harga ketelitian dan akurasinya, contoh dari tipe ini adalah Worden, Scintrex Autograv dan Lacoste Ramberg Gravimeter.

3.5 Koreksi-koreksi Anomali Gayaberat

Nilai g hasil pengukuran gayaberat yang diinginkan adalah nilai densitas dari benda yang ditargetkan. Akan tetapi, nilai yang terukur gravimeter juga terpengaruh faktor-faktor lain. Faktor-faktor ini dapat dihilangkan dengan koreksi-koreksi :

3.5.1 Pasang surut (*Tide Correction*)

Pengaruh gayaberat dari benda-benda di luar bumi seperti bulan, dihilangkan dengan koreksi ini. Pengaruh gayaberat bulan di titik P pada permukaan bumi sesuai persamaan (3.8) (Kadir, 2000)

$$Tdc = \frac{3Gr}{2} \left\{ \frac{2M}{3d^2} (\sin^2 p - 1) + \frac{Mr}{d^4} (5\cos^3 p - 1\cos p) + \frac{2S}{3D^3} (3\cos^2 q - 1) \right\} \quad (3.8)$$

dengan,

p = sudut zenit Bulan

q = sudut zenit Matahari

M = massa Bulan

S = massa Matahari

d = jarak antara pusat Bumi dan Bulan

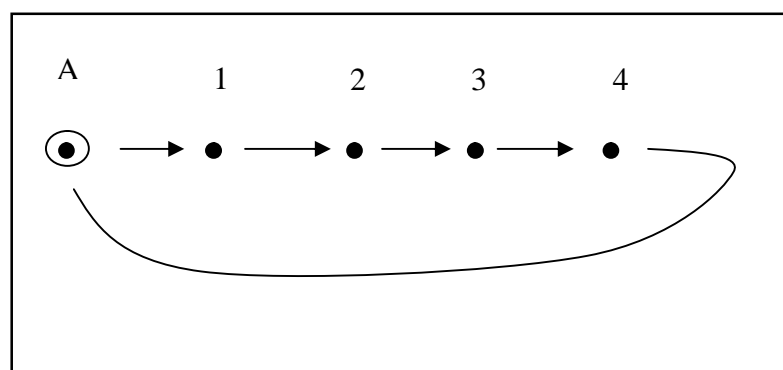
D = jarak antara pusat Bumi dan Matahari

G = konstanta gayaberat Newton

r = jarak pengukuran dari pusat Bumi

3.5.2 Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi ini dilakukan karena adanya perbedaan pembacaan gaya berat dari *station* yang sama pada waktu yang berbeda yang disebabkan guncangan pada pegas gravimeter. Pengaruh ini dapat dihilangkan dengan desain lintasan pengukuran data gayaberat rangkaian tertutup seperti pada Gambar 12.



Gambar 12. Pengukuran titik-titik pengamatan gayaberat dalam suatu lintasan pengukuran, yang kembali ketitik acuan (Anonymous, 2010)

Sehingga, besar penyimpangan dapat diketahui dan diasumsikan linear pada selang waktu tertentu sesuai persamaan (3.9)

$$drift = \frac{g_{akhir} - g_0}{t_{akhir} - t_0} (t_n - t_0) \quad (3.9)$$

Dengan

g_{akhir} = pembacaan gravimeter pada akhir *looping*

g_0 = pembacaan gravimeter pada awal *looping*

t_{akhir} = waktu pembacaan pada akhir *looping*

t_0 = waktu pembacaan pada awal *looping*

t_n = waktu pembacaan pada *station* ke- n

3.5.3 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Nilai percepatan gayaberat berbanding terbalik dengan kuadrat jarak kedua massa. Sehingga perbedaan ketinggian maupun kedalaman di setiap titik pengukuran terhadap bidang datum (*mean sea level*) akan mempengaruhi nilai dari data percepatan gayaberat yang tercatat di stasiun pengukuran tersebut. Perhitungan koreksi udara bebas ini bertujuan untuk mereduksi pengaruh elevasi dan kedalaman titik pengukuran terhadap data yang diakuisisi.

Dengan menganggap bumi adalah sebuah *sphere* daripada *ellipsoid* dengan massa terkonsentrasi pada pusatnya, nilai gayaberat pada *mean sea level* adalah:

$$g_0 = G \cdot \frac{M}{R^2} \quad (3.10)$$

Sedangkan nilai gayaberat pada stasiun dengan elevasi h (meter) di atas *mean sea level* adalah:

$$g_h = G \cdot \frac{M}{(R+h)^2} = G \cdot \frac{M}{R^2} \cdot \left(1 - \frac{2h}{R}\right) \quad (3.11)$$

Perbedaan nilai gayaberat antara yang terletak di *mean sea level* dengan yang terletak dengan elevasi h (meter) adalah koreksi udara bebas diberikan pada persamaan (Reynolds, 1997):

$$\partial g_F = g_o - g_h = \left(\frac{2g_o h}{R}\right) = 0,3086h \text{ mGal/meter} \quad (3.12)$$

dengan,

$$R = 6,37 \times 10^8 \text{ cm}$$

$$M = 5,97 \times 10^{27} \text{ gram}$$

$$G = 981,78545 \text{ Gal}$$

Besarnya koreksi udara bebas jika ketinggian bertambah 1 meter adalah:

$$\frac{\partial g}{\partial r} = -0.3086 \text{ mGal/meter} \quad (3.13)$$

3.5.4 Bouguer (*Bouguer Correction*)

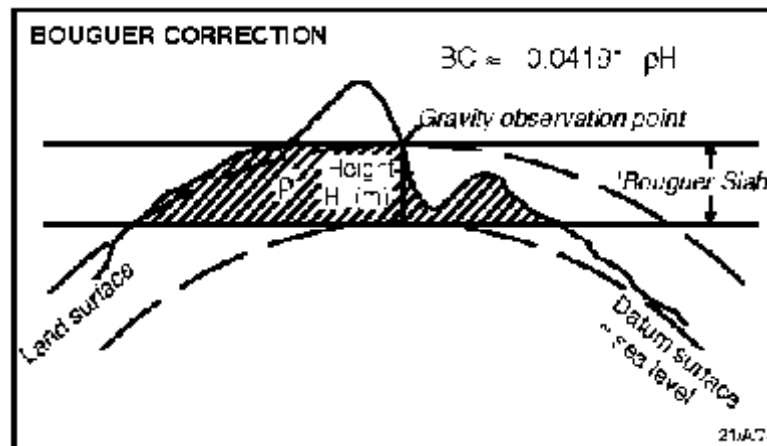
Bouguer atau BC (*Bouguer Correction*) adalah harga gayaberat akibat massa di antara bidang referensi muka air laut (MAL) sampai titik pengukuran sehingga nilai $g_{\text{observasi}}$ bertambah. Nilai koreksi ini negatif. Dengan pendekatan benda berupa slab, persamaannya sesuai dengan persamaan (3.14) dan dapat dilihat pada Gambar 13.

$$BC = -0,04191 \cdot \cdot h \text{ (mgal)} \quad (3.14)$$

Dengan,

h = ketinggian titik pengukuran,

= estimasi massa jenis benda dari titik pengukuran sampai MAL



Gambar 13. Koreksi Bouguer terhadap data gayaberat (Zhou, 1990)

3.5.5 Lintang (*Latitude Correction*)

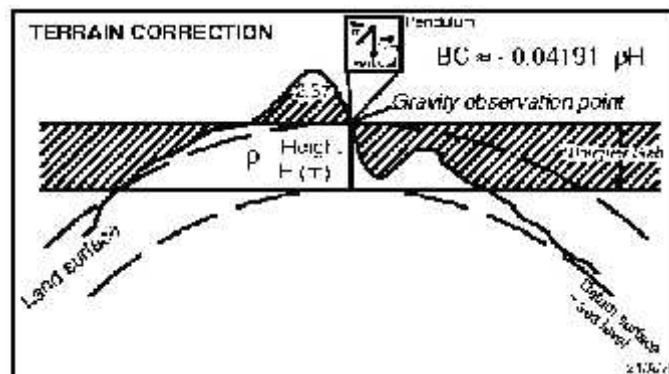
Faktor gayaberat akibat lintang dengan referensi ellipsoid dapat dihilangkan dengan koreksi ini. Sesuai Woolard (1975), spheroid referensi persamaan (3.15) GRS67 (Geodetic Reference System 1967):

$$g(\phi) = 908731,846 (1 + 0,005278895 \sin^2 \phi + 0,000023462 \sin^4 \phi) \quad (3.15)$$

dimana, ϕ = sudut lintang

3.5.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Pada koreksi medan yang diperlihatkan pada Gambar 14 nilai koreksi Bouguer diperbaiki dengan mengasumsikan terdapat suatu efek topografi permukaan yang relatif kasar dengan perbedaan elevasi yang besar, seperti permukaan atau lembah di sekitar titik pengukuran. Metode grafis yang dapat digunakan untuk menghitung koreksi medan adalah *Hammer Chart*.



Gambar 14. Koreksi medan terhadap data gayaberat (Zhou, 1990)

Piringan melingkar (*circular disk*) pada Gambar 15 dan sebuah persamaan untuk digunakan untuk menyatakan daya tarik gayaberat yang terjadi di titik tengah piringan tersebut, yaitu:

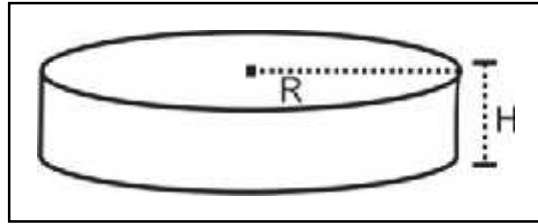
$$g = 2f G \dots (H + R - \sqrt{H^2 + R^2}) \quad (3.16)$$

dengan,

R = radius piringan (cm)

= densitas piringan (gr/cc)

H = ketebalan piringan (cm)



Gambar 15. Piringan melingkar sebagai dasar untuk perhitungan koreksi medan (Robinson, 1988)

Kemudian persamaan (3.16) digunakan untuk menentukan daya tarik gayaberat yang terjadi pada cincin silindris melingkar seperti yang ditunjukkan pada Gambar 16 efek gayaberat dari setiap kompartemen diperoleh dengan menggunakan persamaan (dalam meter):

$$TC = \frac{2fG\rho}{n} \cdot (r_L - r_D) + \left(\sqrt{r_L^2 - z^2} \right) - \left(\sqrt{r_D^2 - z^2} \right) \quad (3.17)$$

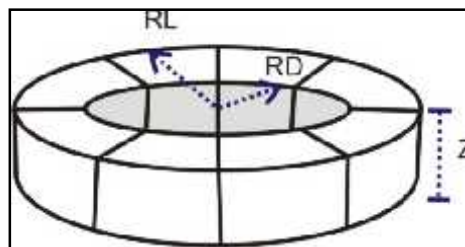
dengan,

n = jumlah kompartemen dalam zona tersebut.

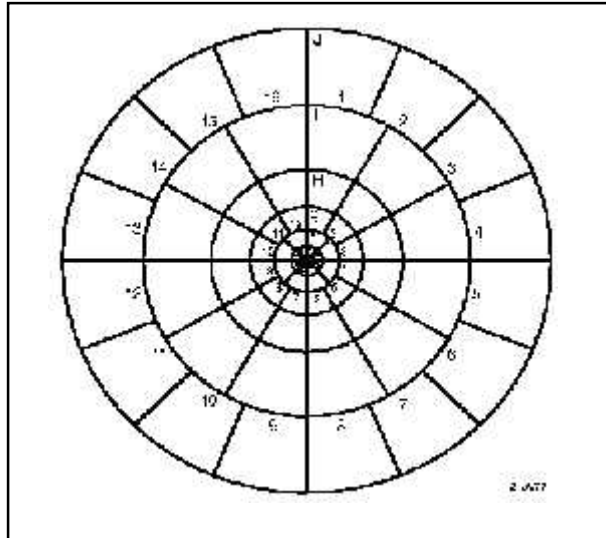
z = perbedaan elevasi rata-rata kompartemen dan titik pengukuran

r_L dan r_D = radius luar dan radius dalam kompartemen

ρ = densitas batuan rata-rata



Gambar 16. Cincin silindris melingkar yang terbagi menjadi 8 segmen untuk menghitung koreksi medan (Robinson, 1988)



Gambar 17. *Hammer Chart* untuk menghitung koreksi medan (Reynolds, 1997)

3.5.7 Anomali Bouguer (*Bouguer Anomaly*)

Setelah dilakukan koreksi terhadap data percepatan gayaberat hasil pengukuran, maka akan diperoleh anomali percepatan gayaberat yaitu (Blakely, 1995):

a. Anomali udara bebas(g_{fa})

$$g_{fa} = g_{ob} - g_n + 0.03086h \quad (3.18)$$

b. Anomali Bouguer (g_{bg})

1. Anomali Bouguer sederhana (g_{bgs})

$$\Delta g_{obs} = g_{ob} - g_n + 0.03086h - 0.04193...h \quad (3.19)$$

2. Anomali Bouguer lengkap (g_{bg})

$$\Delta g_{bg} = g_{ob} - g_n + 0.03086h - 0.04193...h + TC \quad (3.20)$$

3.6 Estimasi Densitas Permukaan Rata-rata

Densitas batuan merupakan besaran fisis yang sangat penting dalam metode gayaberat. Pada perhitungan anomali Bouguer diperlukan harga densitas rata-rata di daerah penelitian. Maka nilai densitas rata-rata di daerah tersebut harus diketahui dengan baik. Ada beberapa cara yang digunakan dalam menentukan nilai densitas rata-rata, yaitu:

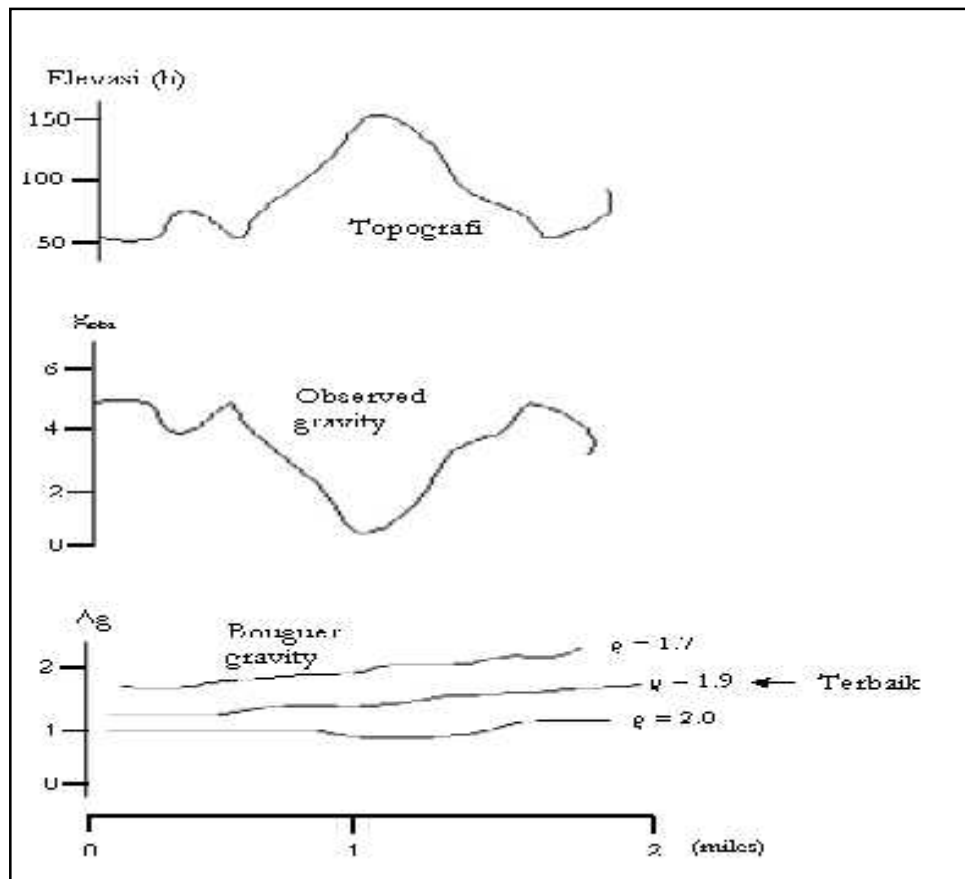
3.6.1 Metode Nettleton

Metode ini didasarkan pada pengertian tentang koreksi Bouguer dan koreksi medan dengan jika densitas yang digunakan sesuai dengan densitas permukaan, maka penampang atau profil anomali gayaberat menjadi *smooth*. Dalam aplikasi, penampang dipilih melalui daerah topografi kasar dan tidak ada anomali gayaberat target.

Secara kuantitatif, estimasi densitas permukaan terbaik dapat ditentukan dengan menerapkan korelasi silang antara perubahan elevasi terhadap suatu referensi tertentu dengan anomali gayaberatnya. Sehingga densitas terbaik diberikan oleh harga korelasi silang terkecil sesuai dengan persamaan berikut.

$$k = - \frac{\sum_{i=1}^N \delta(\Delta g)_i \delta h_i}{\sum_{i=1}^N (\delta h_i)^2} \quad (3.21)$$

Dengan N adalah jumlah stasiun pada penampang tersebut.



Gambar 18. Ilustrasi densitas dengan metode Nettleton (Telford, 1990)

3.6.2 Metode Parasnis

Metode Parasnis merupakan metode analitik untuk menentukan estimasi densitas batuan rata-rata dengan asumsi bahwa topografi daerah penelitian relatif datar (Kadir, 2000). Secara matematis perhitungan dengan metode Parasnis ini diturunkan dari persamaan:

$$\begin{aligned} CBA &= g_{\text{obs}} - g_{(N)} + FAC - BC + TC \\ &= g_{\text{obs}} - g_{(N)} + FAC - 2 G h + c \end{aligned}$$

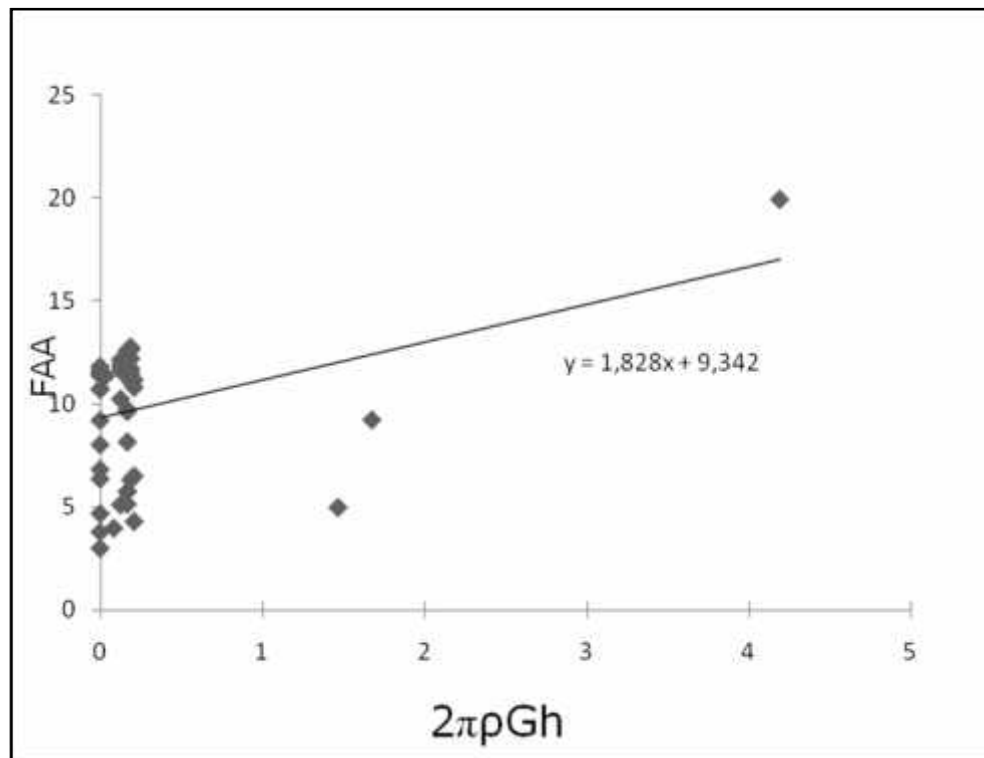
sehingga:

$$g_{\text{obs}} - g_{(N)} + FAC = (2 Gh + c) + CBA \quad (3.22)$$

dengan c adalah nilai koreksi medan sebelum dikalikan dengan densitas. Apabila disederhanakan, persamaan di atas dapat ditulis sebagai berikut.

$$y = x + CBA \quad (3.23)$$

Dari persamaan (3.22), akan diperoleh harga densitas rata-rata dari *gradient* persamaan garis regresi linear. Metode Parasnis kurang tepat diaplikasikan pada daerah dengan distribusi titik-titik pengukuran gayaberat berada di sekitar *mean sea level*, sehingga variasi elevasi menjadi rendah yang menyebabkan gradien persamaan garis regresi linear hanya bergantung pada beberapa titik pengukuran tersebut yang mempunyai variasi elevasi tinggi.



Gambar 19. Ilustrasi estimasi densitas metode Parasnis (Sarkowi, 2009)

3.7 Pemisahan anomali Regional dan Residual

Anomali gayaberat yang terukur di permukaan adalah merupakan penjumlahan dari semua kemungkinan sumber anomali yaitu anomali regional dan anomali residual. Sehingga untuk kepentingan interpretasi, *target event* harus dipisahkan dari *event* lainnya. Jika *target event* adalah anomali residual maka *event* lainnya adalah *noise* dan regional. Secara sederhana, dari segi lebar anomali *noise* akan mempunyai lebar anomali lebih kecil dari target residual. Dari segi kedalaman, *noise* lebih dangkal dari residual sedangkan regional lebih dalam.

Dalam penelitian ini untuk memisahkan anomali Bouguer menjadi anomali regional dan residual, dilakukan dengan menggunakan *software Surfer 9.0*, data masukan berupa koordinat UTM-X, UTM-Y, dan anomali Bouguer sebagai Sumbu-Z, kemudian di *grid*. Setelah itu kita lakukan *digitize* pada peta kontur, lalu dilakukan *slice*. Kemudian data yang didapat dari hasil *slice* peta disimpan dalam bentuk format *.XY* dan dilakukan pemrosesan dengan menggunakan *software Numeri* dan menggunakan metode *moving average* dengan window 3m x 3m, *moving average* dilakukan dengan cara merata-ratakan nilai anomalnya. Sehingga hasil yang didapatkan adalah anomali regional. Untuk mendapatkan anomali residual maka anomali Bouguer lengkap dikurangi dengan anomali regional.

Pemisahan anomali menggunakan perata-rataan bergerak (*Moving Average*) bersifat menapisi anomali gelombang frekuensi tinggi (*low pass filter*). Hal ini tidak menggeser fasa dan merupakan filter persegi siku (*rectangular filter*) sehingga memenuhi persyaratan untuk memproses data gayaberat

daerah penelitian. Persamaan perata-rataan bergerak (*Moving Average*) satu dimensi dan satu jendela adalah :

$$\Delta g_r(x_i) = \Delta g(x_i) - \frac{1}{N} \sum_{k=-r/2}^{k=r/2} \Delta g(x_i - k) \quad (3.24)$$

Penapisan satu dimensi menggunakan dua jendela untuk memproses sekaligus persamaannya adalah :

$$\Delta \bar{g}_{r,s}(x) = \Delta \bar{g}_r(x) - \Delta \bar{g}_s(x) \quad (3.25)$$

dimana :

r, s = lebar jendela penapisan (*window size*),

$U_g(x)$ = harga gayaberat pada titik amat

$\Delta \bar{g}_\alpha(x)$ = harga anomali residual sisa penapisan jendela α ,

N = Jumlah data yang diproses

Pemisahan dua dimensi dengan satu jendela dilakukan menggunakan persamaan :

$$\Delta g_r(x, y) = \Delta g(x, y) - \frac{1}{N} \sum_{k=-r/2}^{k=r/2} \sum_{\ell=-r/2}^{\ell=r/2} \Delta g(x - k, y - \ell) \quad (3.26)$$

Hasegawa (1975) membuktikan bahwa perata-rataan bergerak bertindak sebagai penapis yang bersifat “low pass filter” dengan reaksi frekuensi sebagaimana dinyatakan berikut :

$$K_{n(r,s)} = \frac{\text{Sin} \frac{2r+1}{2} W_n S}{(2r+1) \text{Sin} \frac{W_n S}{2}} - \frac{\text{Sin} \frac{2s+1}{2} W_n S}{(2s+1) \text{Sin} \frac{W_n S}{2}} \quad (3.27)$$

dimana :

$Kn = \text{reaksi frekuensi,}$

$W_n.S = \frac{2f}{\lambda_n} S$, S adalah jarak selang pencuplikan

Masalah utama menggunakan perata-rataan bergerak adalah lebar jendela penapisan, makin besar jendela yang digunakan, makin lebar panjang gelombang yang diloloskan.

Sebagai contoh, Yasoki (1967; op cit Bath, 1974) mencoba penapisan menggunakan bermacam-macam jendela menghasilkan penyusun yang berbeda-beda.

Dengan demikian terlihat bahwa yang terpenting dalam pemisahan anomali menggunakan metoda nilai perata-rata bergerak (*Moving Average*) adalah :

- (i) menentukan panjang gelombang anomali yang terdapat di daerah telitian;
- (ii) menentukan lebar jendela optimum sebagai jendela penapisan yang efektif.

3.8 Pemodelan 3D

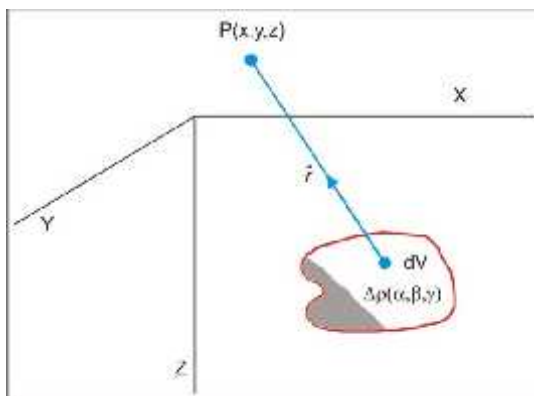
Dalam Penelitian ini dilakukan pemodelan 3D dengan menggunakan *software* Grav3D versi 2.0. Hal ini dilakukan setelah data gayaberat sudah terkoreksi dan dipisahkan antara anomali lokal dan anomali regional adalah. Pada tahap pemodelan, data gayaberat ditafsirkan agar mendapat gambaran mengenai struktur bawah permukaan berdasarkan distribusi densitas batuananya. Secara

teknis pemodelan dilakukan dengan pemodelan pada penelitian ini menggunakan model benda 3D berbentuk prisma. Apabila suatu massa 3 dimensi bentuk sembarang terdistribusi secara kontinyu dengan rapat massa $\Delta...(r, s, x)$ seperti ditunjukkan pada Gambar 20, potensial gayaberat di titik P (x, y, z) di atas dan di luar distribusi rapat massa tersebut diberikan oleh (Kadir, 1996) :

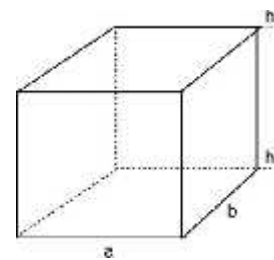
$$U(x, y, z) = K \iiint \frac{\Delta...(r, s, x)}{[(x-r)^2 + (y-s)^2 + (z-x)^2]^{3/2}} dr . ds . dx \quad (3.28)$$

Komponen gayaberat vertikal akibat distribusi rapat massa diperoleh dengan mendiferensialkan persamaan 3.28 terhadap z :

$$\begin{aligned} \Delta g_z(x, y, z) &= -\frac{\partial U(x, y, z)}{\partial z} \\ &= -K \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty \frac{\Delta...(r, s, x)(z-x)}{[(x-r)^2 + (y-s)^2 + (z-x)^2]^{3/2}} dr . ds . dx \end{aligned} \quad (3.29)$$



Gambar 20.a. Efek potensial gayaberat di titik P



Gambar 20.b. Benda prisma tegak

Pendekatan perhitungan respon gayaberat dengan menggunakan benda prisma sisi tegak dengan spasi Δx dan Δy merupakan salah satu alternatif

yang dapat dilakukan, kesesuaian model benda di lapangan bergantung pada jumlah dan dimensi prisma yang disusun. Dengan mengambil lebar sisi horizontal a dan b pada arah α dan β , kedalaman puncak dan dasar adalah h_t dan h_b , maka komponen vertikal gayaberat pada $z=0$ adalah:

$$\Delta g_z(x, y, 0) = K\Delta \dots \int_{h_t}^{h_b} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{S(r, s) \rho}{\left[(x-r)^2 + (y-s)^2 + z^2 \right]^{3/2}} dr ds dz \quad (3.30)$$

dimana :

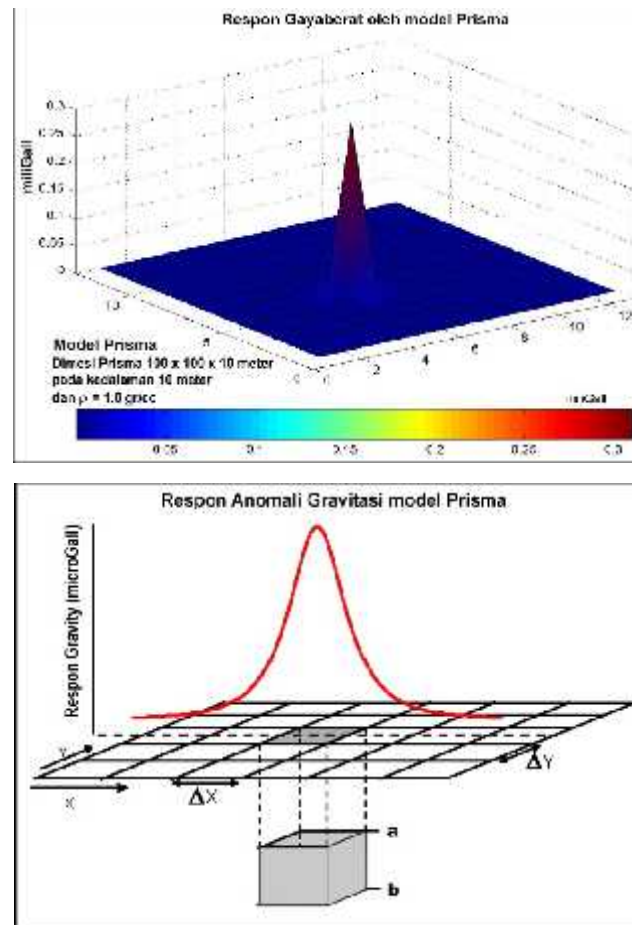
$$S(\alpha, \beta) = \text{distribusi fungsi undak rectangular} \\ = 1 \text{ untuk } \frac{-a}{2} \leq r \leq \frac{a}{2} \text{ dan } \frac{-b}{2} \leq s \leq \frac{b}{2}$$

Plouf (1976), menghitung respon gayaberat yang disebabkan oleh model benda berbentuk prisma:

$$g = G\Delta \dots \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \sim_{ijk} \left[z_k \arctan \frac{x_i y_i}{z_k R_{ijk}} - x_i \log(R_{ijk} + y_i) - y_i \log(R_{ijk} + x_i) \right] \quad (3.31)$$

dimana : $R_{ijk} = \sqrt{x_i^2 + y_j^2 + z_k^2}$ $\sim_{ijk} = (-1)^i (-1)^j (-1)^k$

Perhitungan respon gayaberat model prisma ini disusun menggunakan program MATHLAB 6.1, contoh respon gayaberat oleh model satu buah prisma ditunjukkan pada Gambar 21.



Gambar 21. Respon gayaberat oleh model benda berbentuk prisma (Sarkowi, 2010)