

BAB I

PENDAHULUAN UMUM

1.1 Latar belakang

Indonesia merupakan negara dengan aktivitas vulkanik tertinggi di dunia karena terletak di kawasan sabuk api (*Belt of Fire*) dan memiliki potensi besar untuk pengembangan energi panas bumi akibat banyaknya gunung berapi yang tersebar di berbagai pulau. Namun, ketergantungan pada energi tak terbarukan seperti hidrokarbon yang mencemari lingkungan masih tinggi, sehingga diperlukan penelitian dan investasi lebih lanjut dalam sektor panas bumi (Mutebi et al., 2021).

Potensi energi yang besar seperti panas bumi akan maksimal penggunaannya jika eksplorasi dilakukan secara berkesinambungan dan konsisten. Eksplorasi awal ataupun lanjutan bisa dilakukan dengan berbagai metode geologi, geofisika dan geokimia. Metode geofisika yang bisa digunakan salah satunya adalah metode gravitasi (Wijanarko et al., 2021).

Lilli-Sepporaki adalah salah satu wilayah prospek panas bumi yang terletak di Kabupaten Polewali Mandar, Sulawesi Barat, Indonesia. Pulau Sulawesi berada di zona pertemuan tiga lempeng tektonik utama, yaitu Indo-Australia, Eurasia, dan Pasifik, yang menyebabkan aktivitas tektonik tinggi di daerah ini. Aktivitas tektonik memainkan peran penting dalam eksplorasi panas bumi. Indikasi permukaan yang ditemukan di wilayah ini meliputi mata air panas dengan suhu rata-rata 98°C serta zona alterasi batuan. Sumber panas dalam sistem panas bumi di Lilli-Sepporaki kemungkinan besar berasal dari aktivitas plutonisme (PSDMBP, Badan Geologi, 2010).

Metode gaya berat adalah salah satu teknik yang krusial dalam mendeteksi potensi daerah panas bumi. Dalam eksplorasi panas bumi, metode ini mampu mengidentifikasi perbedaan densitas batuan bawah permukaan yang membentuk sistem panas bumi seperti batuan penudung (*cap rock*), reservoir, dan sumber panas (*heat source*). Selain itu, metode gaya berat juga digunakan untuk menyusun model struktur bawah permukaan yang nantinya dapat dijadikan acuan dalam interpretasi geologi (Charisma et al., 2022). Melalui interpretasi tersebut, diharapkan dapat diperoleh pemahaman yang lebih mendalam mengenai analisis sebaran anomali gaya berat dan distribusi densitas batuan di daerah prospek panas bumi.

1.2 Tujuan dan Manfaat



itian ini adalah:

pola sebaran anomali gaya berat di wilayah prospek panas bumi L
ami karakteristik bawah permukaan.

distribusi densitas batuan bawah permukaan berdasarkan hasil
gaya berat.

1.2.2 Manfaat

Manfaat dari penelitian ini adalah:

1. Memberikan informasi mengenai pola anomali gaya berat yang dapat digunakan dalam eksplorasi panas bumi.
2. Menghasilkan model distribusi densitas batuan bawah permukaan untuk membantu interpretasi karakteristik geologi daerah penelitian.

1.3 Landasan Teori

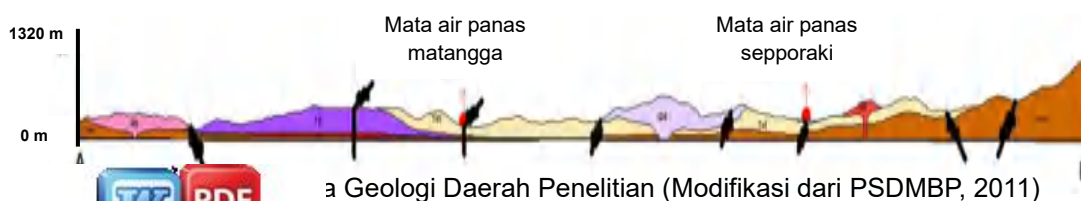
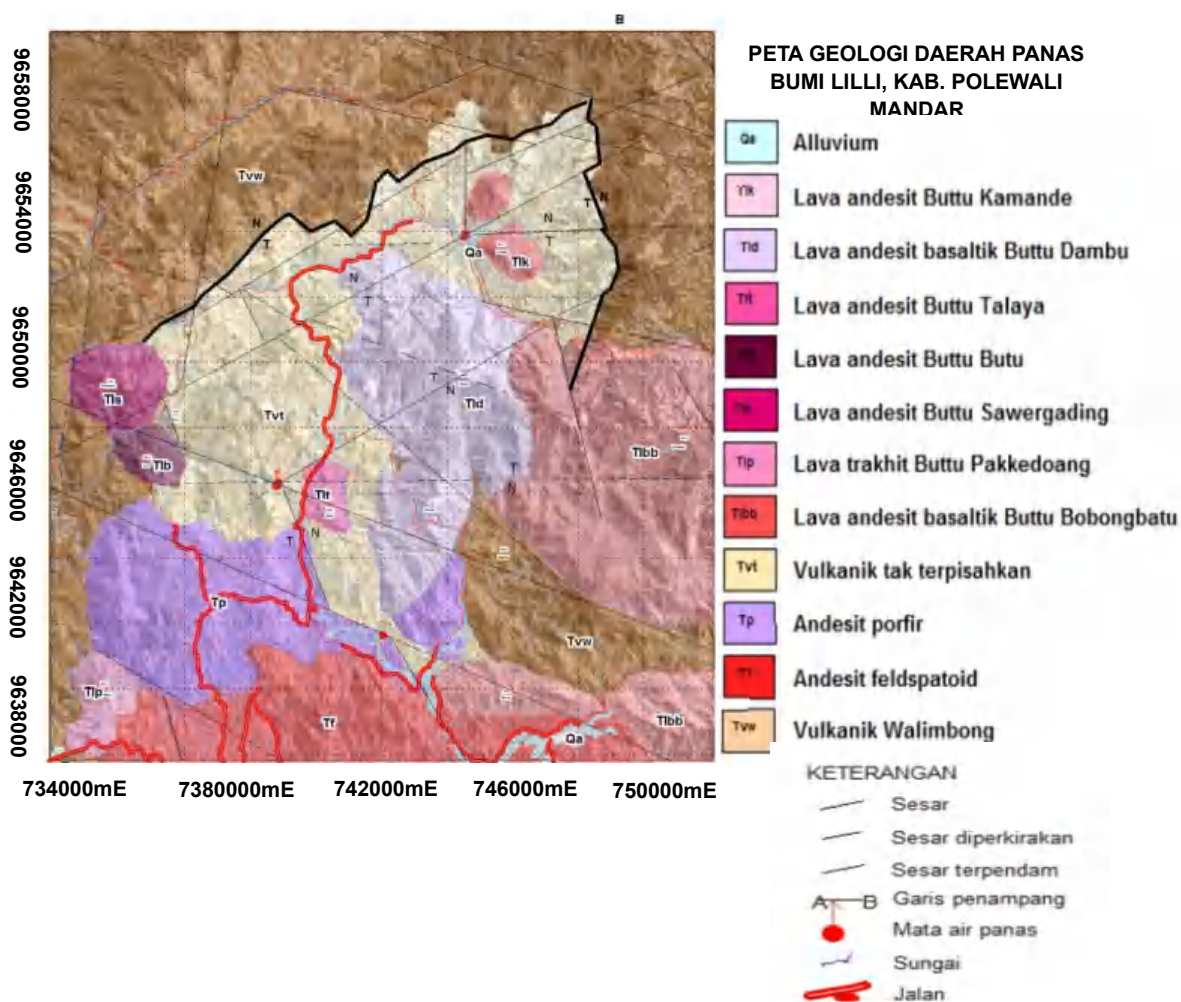
1.3.1 Geologi Regional

Prospek Lili Sepporaki berada di sebuah cekungan yang terbentuk akibat aktivitas tektonik selama periode oligosen. Wilayah ini didominasi oleh batuan vulkanik dengan komposisi menengah hingga tinggi, mulai dari trakit hingga basal, yang merupakan hasil aktivitas vulkanik pada zaman Tersier. Batuan tersebut mengalami proses peretakan yang signifikan, sehingga meningkatkan permeabilitas dalam sistem panas bumi. Aktivitas tektonik pada Miosen hingga Pliosen menyebabkan terbentuknya sesar berarah barat laut-tenggara (NW-SE), yang diperkirakan berperan sebagai jalur migrasi fluida panas bumi menuju permukaan.

Wilayah Lili Sepporaki memiliki 12 satuan stratigrafi, dengan beberapa satuan yang paling dominan di permukaan, yaitu Vulkanik Insperable (Tvt), Lava Buttu Dambu (Tld), Porfiri Vulkanik (Tp), dan Vulkanik Walimbong (Tvw). Satuan TvT mengalami silisifikasi di beberapa lokasi, perubahan argilik di bagian lain, serta terdiri dari lava dengan komposisi menengah hingga mafik. Satuan Tld merupakan kubah lava yang tersusun atas trakit. Satuan Tp terdiri dari lava porfiritik yang sebagian telah mengalami kristalisasi, mengalami peretakan dan pelapukan, serta mengandung sedikit mineral pirit. Sementara itu, Tvw tersusun atas lava yang mengalami pelapukan, peretakan, dan klorinasi di beberapa bagian. Model geologi daerah ini menunjukkan bahwa satuan Tvw,



dan Tp dapat mencapai kedalaman lebih dari 2000 meter di beberapa bagian area survei.



Metode Gaya Berat

berat merupakan salah satu metode geofisika yang didasarkan variasi medan gravitasi akibat perbedaan rapat massa (densitas) permukaan bumi. Prinsip dasar metode ini memungkinkan untuk



membedakan densitas batuan dan material di sekitarnya dalam skala yang sangat kecil, sehingga struktur bawah permukaan dapat teridentifikasi. Pengukuran dalam survei ini dapat dilakukan di berbagai media, seperti darat, laut, maupun udara, dengan tujuan untuk menyelidiki perbedaan medan gravitasi antara titik observasi yang satu dengan titik observasi lainnya.

Metode gravitasi digunakan untuk menyelidiki kondisi bawah permukaan dengan memanfaatkan alat gravimeter yang dirancang untuk mengukur perbedaan percepatan gravitasi, bukan besaran absolut, serta mengukur komponen vertikal dengan tingkat ketelitian yang sangat tinggi (mGal). Alat ini memiliki akurasi hingga 0,01 mGal, sehingga mampu mendeteksi anomali kecil pada medan gravitasi (Syukri, 2020).

Pemodelan geofisika digunakan untuk mengidentifikasi kondisi pengukuran sesuai karakter alami berdasarkan data yang teramati dekat dan bawah permukaan. Data hasil pengukuran dengan pendekatan metode geofisika dari area penelitian dapat menginterpretasikan besaran fisis berdasarkan objek tertentu dekat dan bawah permukaan. Model yang dibuat dapat menyederhanakan kondisi suatu area untuk memudahkan melakukan perhitungan dan menganalisis respon struktur berlapis bumi dengan menggunakan konsep fisika. Pada metode gravitasi, pemodelan dapat diilustrasikan dengan berbagai variasi lateral densitas batuan (Telford et al., 1990). Seringkali pemodelan geofisika dan pengolahan data gravitasi terkait sebagai salah satu metode geofisika ditujukan untuk menentukan sumber anomali yang menjadi target penelitian, dimana hasil akhir pengolahan data gravitasi biasanya berbentuk peta *complete bouger anomaly* (CBA) yang masih mengandung baik anomali lokal maupun regional (Navalia et al., 2023).

Dalam eksplorasi panas bumi, pengukuran gaya berat dapat digunakan untuk mengidentifikasi perbedaan densitas batuan di bawah permukaan yang membentuk sistem panas bumi. Metode ini juga berguna dalam pembuatan model struktur bawah permukaan yang nantinya akan digunakan untuk interpretasi. Melalui interpretasi ini, diharapkan dapat diperoleh informasi yang lebih jelas mengenai kondisi daerah prospek panas bumi. Selain itu, dalam proses interpretasi, juga dapat diidentifikasi keberadaan sesar. Sesar-sesar yang ada di daerah penelitian dapat dipetakan dengan menggabungkan data terdahulu, pengolahan hasil survei lapangan yang detail, serta analisis data gaya berat. Interpretasi data gaya berat memberikan dukungan terhadap eksistensi beberapa sesar (Charisma et al., 2022).



at Newton

si menjadi dasar dalam penerapan metode gaya berat, yang mana massa saling tarik menarik satu sama lain. Prinsip ini digunakan untuk struktur bawah permukaan. Teori gravitasi didasarkan pada hukum yang menyatakan bahwa setiap objek akan saling tarik menarik dengan dengan hasil kali massa kedua objek tersebut dan berbanding

terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat massa masing-masing objek, seperti dijelaskan dalam persamaan berikut (Telford et al., 1990):

$$\vec{F} = (\gamma m_1 m_2 / r^2) \hat{r} \quad (1)$$

dimana,

F = Gaya Tarik menarik antara dua benda (N)

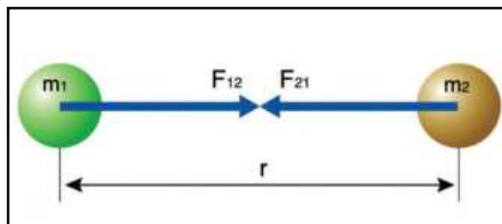
$\hat{r}$ = Vektor satuan dari m_2 ke m_1

r = Jarak antara m_1 ke m_2 (m)

$m_1 m_2$ = Massa dua objek yang saling berinteraksi (Kg)

γ = Konstanta Gravitasi Universal

Dalam satuan SI, nilai γ adalah $6.672 \times 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$ atau dalam satuan cgs $6.672 \times 10^{-8} \text{ dyne cm}^2/\text{g}^2$. Ilustrasi gaya gravitasi antara dua benda ditampilkan pada (Gambar 2) di bawah ini:



Gambar 2. Gaya Tarik Antar Dua Benda Bermassa M1 Dan M2 (Syukri, 2021)

1.3.4 Percepatan Gravitasi

Gaya gravitasi bumi terhadap suatu objek diluar bumi menyebabkan objek tersebut mengalami percepatan vertikal kebawah. Percepatan yang dialami oleh suatu massa m_2 akibat tarikan massa lain, dalam hal ini m_1 , pada jarak r dikenal sebagai percepatan gravitasi yang dinyatakan dalam persamaan:

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m_2} (\text{m/s}^2) \quad (2)$$

Jika persamaan percepatan gravitasi disubstitusi kedalam persamaan gaya tarik menarik antar 2 partikel, maka diperoleh persamaan percepatan gravitasi gaya berat:

$$\vec{F} = \gamma \frac{m_1}{r^2} \vec{r} \quad (3)$$



$\vec{r}$ sebanding dengan gaya gravitasi persatuan massa terhadap m_1

Beberapa faktor yang akan mempengaruhi nilai percepatan gravitasi adalah perbedaan derajat garis lintang (*latitude*), perbedaan ketinggian, perbedaan topografi, pasang surut, variasi densitas secara lateral, dan efek pergerakan instrumen.

1.3.5 Medan Gravitasi di Permukaan Bumi

Metode gaya berat atau gravitasi merupakan salah satu metode geofisika yang didasarkan pada pengukuran variasi medan gravitasi akibat perbedaan rapat massa (densitas) batuan di bawah permukaan. Gravitasi sangat dipengaruhi oleh massa jenis bahan, termasuk batuan penyusun kerak bumi yang berbeda dengan batuan di sekitarnya. Distribusi massa yang tidak merata di kerak bumi menyebabkan ketidakteraturan dalam distribusi dan deformasi massa jenis batuan, yang selanjutnya memengaruhi medan gravitasi di permukaan bumi. Variasi ini dikenal dengan istilah anomali gravitasi (Syukri, 2020).

Bumi tidak berbentuk bola sempurna, melainkan sedikit pepat, dengan jari-jari yang sedikit lebih besar di ekuator dan lebih pendek di kutub. Permukaan bumi juga tidak datar, melainkan berbentuk berlekuk-lekuk akibat adanya gunung, bukit, ngarai, lembah, jurang, sungai, lautan, dan palung. Ketidakteraturan bentuk bumi ini menyebabkan variasi nilai gravitasi di berbagai tempat. Di permukaan laut, nilai gravitasi lebih rendah dibandingkan dengan rata-rata karena densitas air laut yang lebih rendah, sementara di dataran, gravitasi lebih tinggi akibat densitas batuan yang lebih tinggi dibandingkan dengan air laut. Perbedaan ketinggian permukaan bumi juga memberikan variasi nilai gravitasi di sekitarnya (Zuhdi et al., 2021).

1.3.6 Potensial Gaya Berat

Untuk memindahkan suatu massa dari satu titik ke titik lainnya, diperlukan energi yang disebut potensial gravitasi. Benda dengan massa tertentu dalam sistem ruang akan menghasilkan medan potensial disekitarnya (Gambar 3). Medan potensial bersifat konservatif, yang berarti usaha yang dilakukan untuk memindahkan suatu objek dalam medan gravitasi hanya bergantung pada perbedaan energi potensial antara posisi awal dan posisi akhir, tanpa dipengaruhi oleh jalur yang ditempuh objek tersebut. Medan potensial dapat dinyatakan sebagai gradien atau potensial skalar melalui persamaan:

$$G = -\nabla U(r) \quad (4)$$



dalam persamaan di atas disebut sebagai potensial gravitasi, dan gravitasi g merupakan medan potensial. Tanda negatif arah gaya gravitasi mengarah ke titik yang dituju.

gasumsikan bahwa bumi memiliki massa M , bersifat homogen, dan jari-jari (r), maka potensial gravitasi di permukaan dapat persamaan:

$$\nabla U(r) = -\frac{F(r)}{m_2} = -g(r) \quad (5)$$

$$\nabla U(r) = \int_{\infty}^r (\nabla U) \cdot dr = - \int_{\infty}^r g \cdot dr \quad (6)$$

$$U(r) = -Gm \int_{\infty}^r \frac{dr}{r} = G \frac{m}{r} \quad (7)$$

Berdasarkan persamaan di atas, potensial yang dihasilkan oleh elemen massa dm pada titik (x, y, z) dengan jarak r dari $P(0, 0, 0)$ adalah:

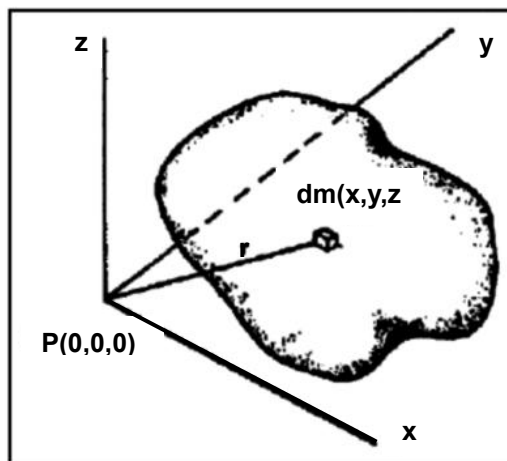
$$dU = G \frac{dm}{r} = G\rho \frac{dxdydz}{r} \quad (8)$$

Di mana $\rho(x,y,z)$ merupakan densitas batuan dan $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$. Potensial total dari massa adalah hasil kumulatif dari semua kontribusi potensial gravitasi yang dihasilkan oleh massa tersebut, dinyatakan dalam persamaan:

$$U = G \int_x \int_y \int_z \frac{\rho}{r} dxdydz \quad (9)$$

Karena g merupakan percepatan gravitasi pada sumbu z (arah vertikal) dan dengan asumsi bahwa ρ bersifat konstan, maka (Syukri, 2020):

$$g = -\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right) = G\rho \int_x \int_y \int_z \frac{z}{r^3} dxdydz \quad (10)$$



3. Potensial Massa Tiga Dimensi (Telford et.al, 1990)



1.3.7 Gambaran Permukaan Bumi

a. Spheroid Referensi

Spheroid referensi adalah bentuk elipsoid yang digunakan untuk menggambarkan permukaan rata-rata laut (geoid), dengan menganggap permukaan laut sebagai referensi dan tidak memperhitungkan daratan yang ada di atasnya. Pada tahun 1930, *International Union of Geodesy and Geophysics* mengadopsi rumus untuk nilai teoritis gravitasi, namun rumus tersebut kemudian digantikan (Woolard, 1979) dengan sistem referensi geodesi 1967 (GRS67) (Telford et al., 1990):

$$gt = 978031.846 + (1 + 0.005278895\sin^2 + 0.000023462\sin^4) \text{ mGal} \quad (11)$$

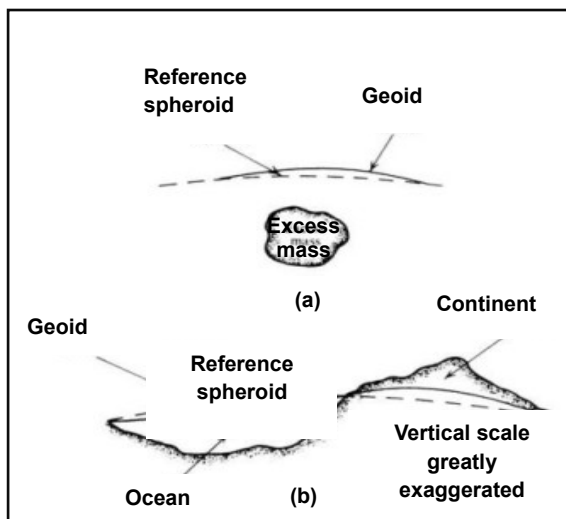
b. Geoid

Geoid adalah permukaan ekuipotensial yang paling mudah diidentifikasi, selalu dalam kondisi horizontal dan tegak lurus terhadap arah gaya gravitasi (Kearey & Brooks, 1991). Geoid yang dijadikan sebagai acuan pengukuran, merupakan permukaan ekuipotensial gravitasi yang memiliki bentuk sedemikian rupa sehingga setiap garis yang ditarik tegak lurus terhadap permukaannya akan sejajar dengan arah gaya gravitasi. Garis yang menunjukkan arah gaya gravitasi ini lebih dikenal sebagai garis vertikal (Ervan & Subagio, 2021).

Model sederhana bentuk bumi hanya mempertimbangkan peningkatan densitas seiring bertambahnya kedalaman, namun tidak memperhitungkan variasi lateral yang penting dalam eksplorasi gravitasi. Variasi lateral ini menyebabkan geoid dan spheroid referensi tidak sepenuhnya sejajar. Anomali massa lokal dapat mengubah bentuk geoid, seperti yang terlihat pada gambar 4a. Secara teori, geoid bisa naik di bawah benua karena adanya material dengan massa yang lebih besar, dan turun di atas cekungan samudra karena densitas air yang lebih rendah, seperti yang digambarkan pada gambar 4b. Namun, penyimpangan antara geoid dan spheroid tidak selalu berhubungan langsung dengan benua atau lempeng litosfer, yang menunjukkan adanya variasi densitas di bawah litosfer. Menurut Kahn (1983), perbedaan antara kedua permukaan ini bisa mencapai hingga 100 meter (Telford et al., 1990).

Secara matematis, geoid merupakan permukaan yang sangat kompleks dan memerlukan banyak parameter untuk menggambarkannya. Oleh karena itu, dalam tisi bumi dan perhitungan pada umumnya, yang digunakan adalah permukaan geoid. Kedua permukaan ini biasanya tidak sejajar, sehingga perbedaan antara geoid dan ellipsoid disebut undulasi geoid (N) (Rakapuri et





Gambar 4. Perbandingan antara spheroid referensi dan geoid. (a) perubahan bentuk geoid akibat massa local (b) perubahan bentuk dalam skala besar (Telford et.al, 1990)

1.3.8 Panas Bumi

Panas bumi adalah sumber energi alami yang terbentuk dari interaksi antara panas yang dipancarkan oleh batuan panas dengan air. Energi yang dihasilkan bersifat ramah lingkungan karena bebas dari polusi. Di permukaan, energi panas bumi termanifestasi dalam bentuk mata air panas, endapan silika, dan batuan alterasi. Tahap awal dalam menentukan potensi panas bumi disebut eksplorasi pendahuluan, yang mencakup survei geologi, geokimia, dan geofisika (Aulia et al., 2022). Salah satu metode geofisika yang digunakan dalam eksplorasi panas bumi adalah pengukuran gaya berat, yang dapat dimanfaatkan untuk mendeteksi variasi densitas batuan di bawah permukaan yang membentuk sistem panas bumi (Charisma et al., 2022).

1.3.9 Reduksi Gaya Berat

1.3.9.1 Reduksi Harga Gaya Berat Pengamatan

a. Koreksi Tidal

Koreksi tidal merupakan koreksi yang disebabkan oleh pengaruh gaya tarik bumi akibat massa bulan dan matahari diperlukan untuk menghilangkan efek gaya berat benda-benda tersebut. Untuk memperoleh nilai pasang surut dilakukan dengan melihat variasi stasiun dari waktu ke waktu terhadap base. Adapun persamaan



$$\gamma m^{-1}) + \frac{3}{2} \frac{GMm}{D^4 m} (5 \cos^3 \alpha m^{-3} \cos \alpha m) + \frac{GM_s r}{D^3 s} (3 \cos^3 \alpha s^{-1}) \quad (12)$$

Keterangan:

G = Konstanta gravitasi ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg.s}^2$)

r = Jari-jari bumi (meter)

M_s, M_m = Massa matahari dan bulan (Kg)

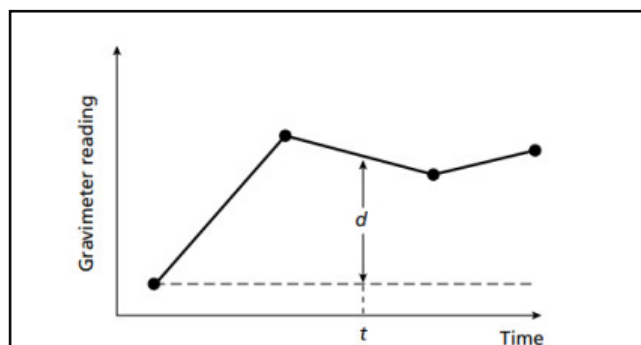
D_s, D_m = Jarak matahari ke bulan (meter)

α_s = Sudut geosentris matahari dan bulan (derajat)

b. Koreksi Drift

Koreksi apungan adalah koreksi pada data gaya berat yang disebabkan oleh perbedaan pembacaan nilai gravitasi di stasiun yang sama pada waktu yang berbeda. Perbedaan ini terjadi akibat guncangan pegas serta perubahan suhu pada gravimeter selama perpindahan dari satu stasiun ke stasiun lainnya.

Gravimeter dapat mengalami perubahan pembacaan nol secara bertahap akibat peregangan pegas dan efek pasang surut, meskipun instrumen modern memiliki drift yang kecil. Drift dikoreksi dengan pengukuran ulang di beberapa stasiun setiap 3 – 4 jam. Kurva drift menunjukkan pola osilasi akibat pasang surut, dan koreksi dapat dilakukan meskipun stasiun berbeda digunakan. Jika instrumen mengalami getaran mendadak atau tidak terkunci dengan baik, perubahan tidak teratur (*tares*) dapat terjadi, sehingga diperlukan pembacaan ulang di stasiun referensi untuk memastikan akurasi (Telford et al., 1990). Koreksi drift pada data gaya berat ditunjukkan pada (Gambar 5) dibawah ini:



Gambar 5. Kurva drift gravimeter pembacaan berulang di lokasi tetap (Syukri, 2020)

Koreksi drift dihitung setiap kali melakukan pengukuran pada poligon tertutup. Koreksi apungan dalam metode pengukuran poligon tertutup adalah:

$$KA = \frac{g'a - ga}{t'a - ta} \times (tb - ta) \quad (13)$$



KA = Koreksi apungan atau drift di titik B (mGal)

ga = Harga gaya berat a pada ta (mGal)

$g'a$ = Harga gaya berat a pada t'a (mGal)

ta = Waktu pengukuran dititik A saat awal looping (menit)

$t'a$ = Waktu pengukuran dititik A saat penutupan looping (menit)

tb = Waktu pengukuran dititik B (menit)

Setelah koreksi drift, selisih gravitasi antara titik pengamatan dan stasiun dasar ditemukan dengan mengalikan selisih pembacaan meter dengan faktor kalibrasi gravimeter. Dengan mengetahui selisih gravitasi ini, gravitasi absolut di titik pengamatan dihitung dari nilai gravitasi yang diketahui di stasiun dasar (Kearey & Brooks, 1991). Koreksi ini dilakukan dengan metode *looping*, yang memungkinkan untuk mengetahui nilai penyimpangannya. Anomali drift (G drift) dapat dihitung menggunakan persamaan berikut (Syukri, 2020):

$$G\ drift = g_{read\ hasil\ konversi} - koreksi\ drift \quad (14)$$

1.3.9.2 Reduksi Harga Gaya Berat Normal

a. Koreksi Lintang

Rotasi bumi dan pemipihan ekuator keduanya berkontribusi terhadap peningkatan gravitasi seiring dengan perubahan lintang. Percepatan sentrifugal akibat rotasi bumi mencapai nilai maksimum di ekuator dan nol di kutub, berlawanan arah dengan percepatan gravitasi. Sementara itu, pemipihan bumi di kutub menyebabkan gravitasi lebih besar dengan posisi geoid yang lebih dekat ke pusat massa bumi. Namun, efek ini sebagian besar diimbangi oleh peningkatan massa yang menarik di daerah ekuator. Koreksi lintang dapat diperoleh menggunakan persamaan:

$$g_L = 0.811 \sin^2 \Phi \text{ mGal/km} \quad (15)$$

dimana,

g_L = Koreksi lintang

Jadi, anomali medan gravitasi dapat dinyatakan sebagai berikut (Telford et al., 1990):

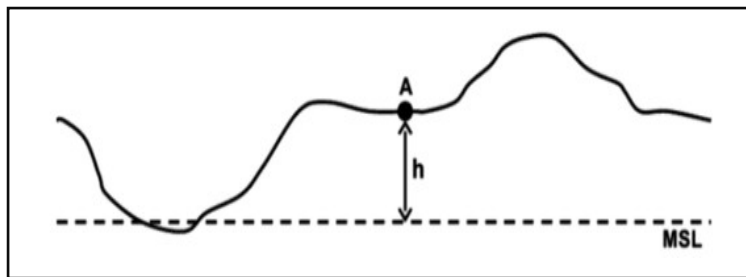
$$\Delta g = g_{obs} - g_n \quad (16)$$

edan anomali gravitasi.



b. Koreksi Udara Bebas

Dalam survei gravitasi, koreksi terhadap variasi elevasi merupakan aspek krusial dalam meningkatkan akurasi data yang diperoleh. Percepatan gravitasi berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara dua massa, sehingga perbedaan ketinggian terhadap bidang datum (*mean sea level*) akan memengaruhi nilai percepatan gravitasi. Koreksi ini bertujuan untuk menghilangkan pengaruh elevasi pada data yang diperoleh. Koreksi udara bebas hanya mempertimbangkan perubahan jarak terhadap pusat Bumi tanpa memperhitungkan pengaruh massa material yang terdapat antara stasiun pengamatan dan datum (Telford et al, 1990). Koreksi udara bebas ditampilkan pada (Gambar 6) dibawah ini:



Gambar 6. Koreksi Udara Bebas Menghitung Kompensasi Stasiun Pengamatan di atas titik acuan (*mean sea level*) (Telford et.al, 1990)

Dengan menganggap bentuk bumi sebagai ellipsoid dan massa bumi terkonsentrasi dipusatnya, nilai gravitasi pada mean sea level:

$$g_0 = G \frac{M}{R^2} \quad (17)$$

Sementara itu, nilai gaya berat pada titik dengan ketinggian diatas permukaan laut rata-rata (msl) adalah:

$$g_h = G \frac{M}{R^2} \left(1 - \frac{2h}{R} \right) \quad (18)$$

Perbedaan nilai gaya berat antara titik yang terletak dipermukaan laut (msl) dan titik dengan ketinggian h merupakan koreksi udara bebas yang dinyatakan dalam



$$\partial gf = g_0 - g_h = \left(\frac{2g_0 h}{R} \right) \quad (19)$$

$$g_0 = 9.81 \text{ m/s}^2$$

Namun, jika koreksi udara bebas bertambah satu meter, maka besarnya menjadi (Telford et al, 1990):

$$\frac{dg}{dh} = \frac{2g_0}{R_e} = 0.3086 \text{ mGal/m} \quad (20)$$

Koreksi udara bebas didarat pada ketinggian h (m) dengan mengasumsikan bahwa bumi berbentuk ellipsoid, dinyatakan dalam persamaan (Kearey & Brooks, 1991):

$$FAC = 0.3086 \cdot h \quad (21)$$

Koreksi udara bebas merupakan penyesuaian yang dilakukan untuk memperhitungkan pengaruh ketinggian terhadap rata-rata permukaan laut (*mean sea level*). Nilai koreksi udara bebas untuk wilayah mulai dari ekuator hingga lintang 45° atau -45° adalah sebesar 0,3086 mGal/m. Dengan demikian, nilai anomali gravitasi pada lokasi tersebut diperoleh sebagai *Free-Air Anomaly* (FAA) dengan persamaan (Reynolds, 1997) dalam buku (Syukri, 2020):

$$FAA = g_{obs} - g_\phi + 0.3086h \quad (22)$$

dimana,

FAA = Anomali udara bebas

g_{obs} = Percepatan gravitasi observasi

h = Ketinggian yang telah dikoreksi

g_ϕ = Nilai percepatan gravitasi yang telah dikoreksi lintang

c. Koreksi Bouger

Pada koreksi udara bebas hanya mempertimbangkan variasi jarak antara titik pengamatan dan pusat bumi, tanpa memperhitungkan pengaruh gravitasi dari batuan yang berada di antara titik pengamatan dan datum. Pada pengukuran di darat, koreksi bouguer harus dikurangkan, karena gaya tarik gravitasi dari batuan antara titik pengamatan dan datum harus dihilangkan dari nilai gravitasi yang terukur, dinyatakan dalam persamaan:

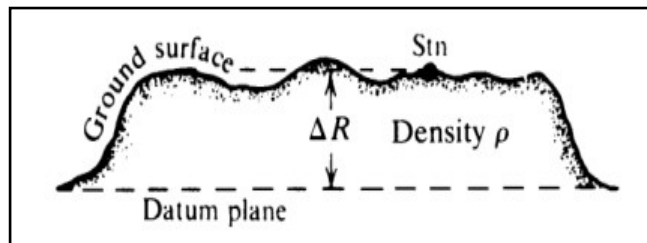
$$BC = 2\pi G \cdot \rho$$

$$= 0.04192 \rho \text{ mGal/m} \quad (23)$$



ata-rata (gr/cm^3)

Penggambaran konsep koreksi Bouguer tersebut dapat dilihat pada (Gambar 7) di bawah ini:



Gambar 7. Koreksi Bouguer (Telford et al., 1990)

d. Koreksi Medan

Koreksi medan digunakan untuk memperbaiki nilai koreksi bouguer dengan mengasumsikan adanya efek topografi permukaan yang relatif tidak rata, terutama jika terdapat perbedaan elevasi yang signifikan disekitar titik pengukuran (Telford et al., 1990). Salah satu metode grafis yang dapat digunakan untuk menerapkan koreksi medan adalah *hammer chart*. Nilai gravitasi untuk setiap komponen dihitung menggunakan persamaan (Kearey & Brooks, 1991):

$$TC = \frac{2\pi G \rho}{n} (r_2 - r_1) + (\sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2}) \quad (24)$$

Keterangan:

$2\pi G = BC$

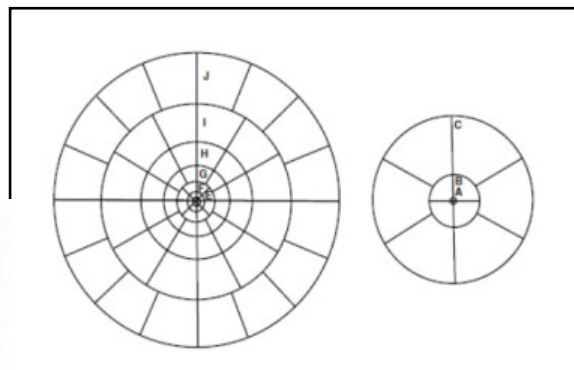
n = Jumlah kompartemen dalam zona

r_2, r_1 = radius dalam dan luar kompartemen (m)

ρ = Densitas batuan rata-rata (gr/cm^3)

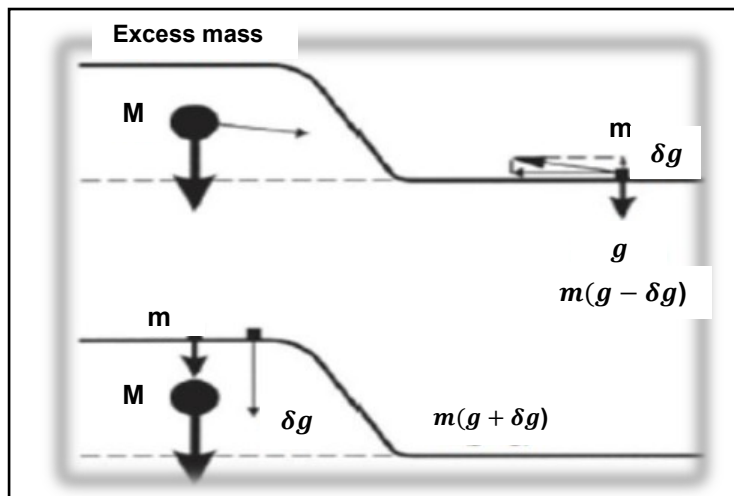
z = Perbedaan elevasi rata-rata kompartemen dan titik pengukuran (m)

Penggambaran konsep metode *hammer chart* tersebut dapat dilihat pada (Gambar 8) di bawah ini:



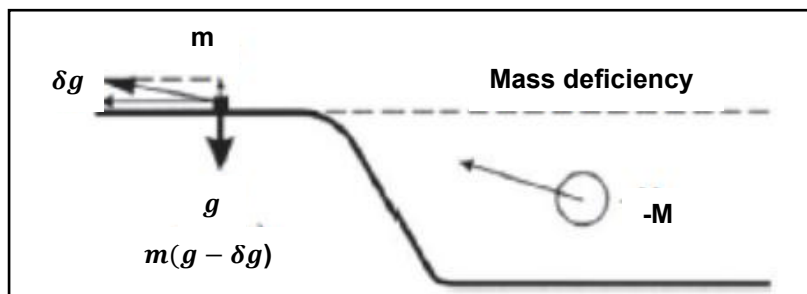
Gambar 8. Hammer Chart (Reynold, 2011)

Pada koreksi medan yang dilakukan didekat gunung, maka akan ada gaya keatas yang menarik pegas pada gravimeter, sehingga akan mengurangi nilai pembacaan gravitasi seperti pada (Gambar 9) dibawah:



Gambar 9. Efek Keberadaan Bukit Pada Titik Pengukuran (Reynold, 2011)

Jika pengukuran didekat lembah, maka akan ada gaya kebawah yang hilang, sehingga pegas pada alat akan tertarik keatas. Hal tersebut akan memengaruhi atau mengurangi nilai pembacaan (Telford et al.,1990). Penggambaran konsep pengukuran didekat lembah dapat dilihat pada (Gambar 10) dibawah ini:



Gambar 10. Efek Keberadaan Lembah Pada Titik Pengukuran (Reynold, 2011)

1.3.10 Penentuan Nilai Densitas



Optimized using
trial version
www.balesio.com

usun bumi terbagi menjadi tiga jenis, yaitu batuan beku, batuan sedimen, yang memiliki densitas yang berbeda. Secara umum, densitas tertinggi, sementara batuan sedimen memiliki densitas di antara keduanya. Batuan beku yang membeku, dengan densitas tinggi karena partikel padat, meskipun beberapa batuan beku, seperti pumis, memiliki

densitas rendah. Batuan sedimen terbentuk dari pelapukan yang tertransportasi, terendapkan, dan mengalami kompaksi, dengan adanya pori-pori antar partikel yang mengurangi densitas. Proses metamorfosis pada batuan metamorf menyebabkan perubahan struktur batuan yang meningkatkan densitasnya, meskipun batuan metamorf tetap memiliki densitas yang lebih rendah dibandingkan batuan beku (Zuhdi et al., 2021).

Dalam eksplorasi geofisika menggunakan metode gravitasi, fokus utama adalah kontras densitas (rapat massa), yang menjadikan penting untuk mengetahui distribusi nilai rapat massa batuan, baik untuk pengolahan data maupun interpretasi hasilnya (Sari et al., 2022). Densitas batuan umumnya tidak diukur langsung, namun dapat diperkirakan melalui kecepatan seismik atau diuji di laboratorium dengan sampel kecil. Hasil laboratorium sering kali tidak mencerminkan densitas bulk yang sesungguhnya karena perubahan pada sampel, seperti pelapukan atau kerusakan. Densitas batuan sedimen juga dipengaruhi oleh kedalaman dan sejarah pemakaman, serta variasi yang besar tergantung pada porositas dan usia batuan. Mineral non-logam cenderung memiliki densitas lebih rendah dari rata-rata batuan ($2,67 \text{ g/cm}^3$), sementara mineral logam lebih berat, meskipun pengaruhnya terbatas (Telford et al., 1990).

Densitas batuan merupakan parameter fisik yang krusial dalam pengolahan data menggunakan metode gravitasi. Untuk menghitung anomali bouger, diperlukan nilai densitas rata-rata batuan di wilayah yang diteliti. Untuk menghitung rata-rata densitas suatu wilayah, metode nettleton dan parasnis sering digunakan. Metode nettleton melibatkan estimasi densitas berdasarkan pengukuran gaya berat di lapangan, sementara metode parasnis digunakan untuk menghitung densitas rata-rata di lapisan batuan berdasarkan data observasi gravitasi dan data laboratorium, yang dapat memberikan gambaran lebih akurat terkait karakteristik densitas di bawah permukaan (Navalia et al., 2023). Tabel berikut menunjukkan nilai densitas rata-rata berbagai jenis batuan berdasarkan (Telford et al., 1990), yang dapat digunakan untuk referensi dalam pengolahan data gravitasi:

Tabel 1. Densitas Batuan (Telford et al., 1990)

Rock type	Range (g/cm^3)	Average (g/cm^3)
Sedimentary rock (av)		2.50
Overburden		1.92
Soil	1.24 – 2.4	1.92
Clay	1.63 – 2.6	2.21
Gravel	1.7 – 2.4	2.0
	1.7 – 2.3	2.0
	1.61 – 2.76	2.35
	1.77 – 3.2	2.40
	1.93 – 2.90	2.55
	2.28 – 2.90	2.70



Rhyolite	2.35 - 2.70	2.52
Andesite	2.4 - 2.8	2.61
Granite	2.50 - 2.81	2.64
Granodiorite	2.67 - 2.79	2.73
Porphyry	2.60 - 2.89	2.74
Quartz diorite	2.62 - 2.96	2.79
Diorite	2.72 - 2.99	2.85
Lavas	2.80 - 3.00	2.90
Diabase	2.50 - 3.20	2.91
Basalt	2.70 - 3.30	2.99
Gabbro	2.70 - 3.50	3.03
Peridotite	2.78 - 3.37	3.15
Acid igneous	2.30 - 3.11	2.61
Basic igneous	2.09 - 3.17	2.79
Metamorphic rocks		
Quartzite	2.5 - 2.70	2.60
Schists	2.39 - 2.9	2.64
Graywacke	2.6 - 2.7	2.65
Marble	2.6 - 2.9	2.75
Serpentine	2.4 - 3.10	2.78
Slate	2.7 - 2.9	2.79
Gneiss	2.59 - 3.0	2.80
Amphibolite	2.90 - 3.04	2.96
Eclogite	3.2 - 3.54	3.37
Metamorphic	2.4 - 3.1	2.74

1.3.11 Metode Parasnisi

Metode Parasnisi merupakan salah satu pendekatan dalam analisis gravitasi yang digunakan untuk menentukan densitas rata-rata massa batuan bawah permukaan. Metode ini dikembangkan oleh Parasnisi sebagai alternatif dari pendekatan grafis Nettleton, dengan menyederhanakan proses estimasi densitas melalui analisis matematis yang lebih sistematis (Telford et al., 1990).

Tujuan utama dari metode ini adalah untuk memperkirakan densitas rata-rata batuan berdasarkan data observasi gaya berat dan elevasi. Pendekatan Parasnisi menggunakan beberapa koreksi gaya berat, seperti koreksi udara bebas koreksi bouguer (Bouguer correction), koreksi elevasi (elevation isop anomali bouguer. Dengan mengasumsikan bahwa anomali sebagai gangguan acak (random error), metode ini memungkinkan iterasi untuk memperoleh nilai densitas batuan. Beberapa persamaan metode ini antara lain:



$$\Delta g_{FA} = 0.3086 \cdot h \quad (25)$$

Δg_{FA} = Koreksi udara bebas

h = Elevasi titik ukur (m)

0.3086 = Konstanta yang merepresentasikan penurunan gaya berat seiring kenaikan ketinggian.

$$\Delta g_B = 0.04192 \cdot \rho \cdot h \quad (26)$$

Δg_B = Koreksi bouger

ρ = Densitas rata-rata batuan (g/cm^3)

h = Elevasi titik ukur (m)

Koreksi diatas memperhitungkan gaya tarik dari massa batuan di antara titik ukur dan permukaan laut. Kemudian koreksi elevasi yang merupakan gabungan dari koreksi udara bebas (2.25) dan koreksi bouger (2.26) dapat dinyatakan dalam persamaan:

$$\begin{aligned} \Delta g_{Elevasi} &= \Delta g_{FA} - \Delta g_B \\ &= (0.3086 - 0.04192 \cdot \rho) \cdot h \end{aligned} \quad (27)$$

Persamaan ini menunjukkan bahwa perubahan gaya berat akibat elevasi sangat bergantung pada densitas batuan. Kemudian digunakan persamaan anomali bouger:

$$g_B = g_{obs} - g_t + (\Delta g_L + \Delta g_{FA} - \Delta g_B + \Delta g_T) \quad (28)$$

dimana:

g_{obs} = Gaya berat observasi

g_t = Gaya berat pada spheroid referensi



a bebas

r

ΔgT = Koreksi terrain

Metode parsnis mengasumsikan bahwa:

$$gB \approx 0 \text{ (Kesalahan acak)}$$

Maka persamaan disederhanakan:

$$g_{obs} - g_t + \Delta gL + \Delta gFA \approx \Delta gB - \Delta gT \quad (29)$$

Kemudian substitusi dengan persamaan (25) dan (26):

$$g_{obs} - g_t + \Delta gL + 0.3086h \approx 0.04192 \cdot \rho \cdot h - \Delta gT \quad (30)$$

Agar sesuai dengan bentuk regresi umum:

$$y = a + bx \quad (31)$$

didefinisikan:

$y = g_{obs} - g_t + \Delta gL + 0.3086h$ (term hasil koreksi dari observasi, spheroid reference, lintang dan udara bebas)

$x = 0.04192 \cdot \rho \cdot h - \Delta gT$ (term elevasi yang dikoreksi terrain)

a = Intersep

b = Slope regresi (ρ densitas rata – rata batuan)

1.3.12 Anomali Bouguer

Pada dasarnya, anomali bouguer merupakan selisih antara nilai gaya berat hasil pengukuran yang telah direduksi ke bidang referensi tertentu dengan nilai gaya berat teoritis pada bidang referensi yang ditetapkan di suatu titik (Dewi et al., 2022).

Secara matematis anomali bouguer dapat diperoleh dengan menggunakan (Dewi et al., 2023):

$$SBA = g_{obs} - g_t + FAC - BC \quad (32)$$



g_t = Gaya berat pada spheroid referensi

FAC = Koreksi udara bebas

BC = Koreksi Bouger

Anomali bouguer lengkap merupakan peta anomali gravitasi yang telah mengalami berbagai tahap reduksi, sehingga variasi nilai percepatan gravitasi yang dihasilkan hanya dipengaruhi oleh perbedaan densitas massa batuan di bawah permukaan. Nilai anomali bouguer lengkap ini mencerminkan total anomali yang dihasilkan oleh distribusi massa batuan dari inti hingga permukaan bumi, yang selanjutnya akan dipisahkan menjadi anomali regional dan residual (Dewi et al., 2022). Anomali bouguer lengkap yang diperoleh akan dijadikan sebagai dasar dalam pemodelan untuk interpretasi kuantitatif. Adapun persamaan yang digunakan (Syaputra et al., 2023):

$$CBA = g_{obs} - g_t - FAC + BC - TC \quad (33)$$

Keterangan:

CBA = Complete Bouger Anomali

g_{obs} = Gaya Berat Hasil Pengukuran

g_t = Gaya Berat Pada Spheroid Referensi

FAC = Koreksi Udara Bebas

BC = Koreksi Bouger

TC = Koreksi Medan

1.3.13 Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Pada dasarnya, anomali gaya berat yang terukur di permukaan merupakan hasil superposisi dari berbagai sumber dan kedalaman anomali di bawah permukaan, di mana salah satunya menjadi target untuk dipisahkan, baik yang berada di zona dangkal (residual) maupun di zona dalam (regional). Anomali residual adalah anomali gaya berat yang disebabkan oleh sumber dangkal dengan frekuensi spasial tinggi dan panjang gelombang pendek. Sebaliknya, anomali regional merupakan anomali gaya berat yang dihasilkan oleh sumber dalam dengan frekuensi spasial rendah dan panjang gelombang yang panjang (Erwan & Subagio, 2021).

Anomali bouguer merupakan variasi gaya berat yang terjadi akibat perbedaan densitas batuan atau faktor lainnya di bawah dan dekat permukaan bumi. Oleh karena itu, dilakukan menggunakan filter *polynomial fitting* melalui software polinomial orde rendah diterapkan untuk memperoleh komponen regional minimal, sehingga memungkinkan sebagian komponen regional anomali residual (Charisma et al., 2022).



Polynomial fitting, yang juga dikenal sebagai metode kuadrat terkecil, mengasumsikan bahwa permukaan polinomial dapat menggambarkan model bidang regional yang lebih halus, yang ditentukan oleh orde polinomial. Peta kontur anomali regional yang dihasilkan cenderung stabil dan tidak banyak berubah meskipun orde polinomial yang digunakan semakin tinggi. Secara umum, polinomial fitting mencakup bentuk konstan dalam proses penyesuaian data yang dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$y = ax + b \quad (34)$$

Keterangan:

- y : Nilai anomali regional yang diprediksi oleh model linear
- a : Koefisien dari x , dihitung menggunakan prinsip *least square*
- x : Posisi atau koordinat pengukuran sepanjang sumbu x
- b : Konstanta, dihitung menggunakan prinsip *least square*

Metode kuadrat terkecil digunakan untuk menentukan nilai a dan b yang meminimalkan jumlah kuadrat selisih antara data observasi dan nilai prediksi yang dihasilkan oleh model garis. Proses ini bertujuan untuk menemukan garis terbaik yang memberikan kesalahan terkecil antara nilai yang diamati dan yang diperkirakan. Sementara itu, perbedaan antara data asli dan model garis linear tersebut dianggap sebagai komponen anomali residual.

1.3.14 Pemodelan Kedepan (*Forward Modelling*)

Forward modelling adalah metode yang memanfaatkan informasi densitas bawah permukaan dengan terlebih dahulu membangun suatu model. Proses ini bertujuan untuk menghasilkan model yang sesuai dengan data lapangan sehingga dapat merepresentasikan kondisi bawah permukaan di area penelitian. Hasil dari pemodelan ini menunjukkan bahwa respon horizontal serta gradien vertikal mampu mengidentifikasi batas perubahan lateral densitas batuan dengan lebih akurat (Leonardy, 2022).

Dalam pengolahan gravitasi, metode *forward modelling* digunakan untuk menghitung data secara teoritis di permukaan bumi berdasarkan data yang tersedia. Jika hasil perhitungan tidak sesuai dengan data observasi, model akan disesuaikan untuk merepresentasikan kondisi di bawah permukaan pada lokasi pengukuran (Adhani et al., 2022).



Optimized using
trial version
www.balesio.com

Forward modelling dimulai dengan penyusunan model geologi yang tersedia, seperti data lubang bor, seismik, dan data lapangan. Model konstan di bawah diskontinuitas, dan perhitungan gravitasi menggunakan algoritma tertentu, yang kemudian dibandingkan dengan data observasi. Jika terdapat perbedaan antara keduanya, model perlu diperbaiki.

dengan mengubah densitas atau lapisan. Secara keseluruhan, forward modeling dalam metode gaya berat berfokus pada perhitungan medan gaya berat yang dipengaruhi oleh distribusi massa dan topografi, yang didasarkan pada hukum gravitasi universal newton (1687), yang menyatakan bahwa gaya tarik antara dua benda berbanding lurus dengan massa dan terbalik dengan kuadrat jarak antar keduanya (Adhani et al., 2022).

Menurut Talwani (1959), forward modeling digunakan untuk menghitung efek gravitasi dari suatu model bawah permukaan dengan penampang berbentuk sembarang. Model ini direpresentasikan sebagai poligon dengan jumlah sisi n , di mana perhitungan efek gravitasi dilakukan melalui integral garis sepanjang sisi-sisi poligon. Secara teoritis, metode ini diturunkan dari persamaan yang dikembangkan oleh Talwani (1959):

$$gz = 2G\rho \oint z d\theta \quad (35)$$

gz = Efek gravitasi vertikal akibat benda anomali

G = Konstanta gravitasi universal

ρ = Densitas benda anomali dalam kg/m^3

$\oint z d\theta$ = Integral garis tertutup sepanjang sisi – sisi polygon, untuk menghitung distribusi gaya berat dari tiap sisi

Integral pada garis tertutup tersebut dapat pula dinyatakan sebagai jumlah garis dari tiap sisinya, sehingga persamaan bouger correction = 0.04191ph dapat dituliskan sebagai berikut:

$$gz = 2G\rho \sum_{i=1}^n gi \quad (36)$$

gz adalah total gaya berat vertikal akibat benda bawah permukaan.

$\sum_{i=1}^n gi$ = jumlah efek gravitasi dari tiap sisi polygon (n adalah jumlah sisi).

Model benda anomali dengan bentuk sembarang menurut Talwani didekati menggunakan poligon dalam sistem koordinat kartesian, sebagaimana ditunjukkan pada



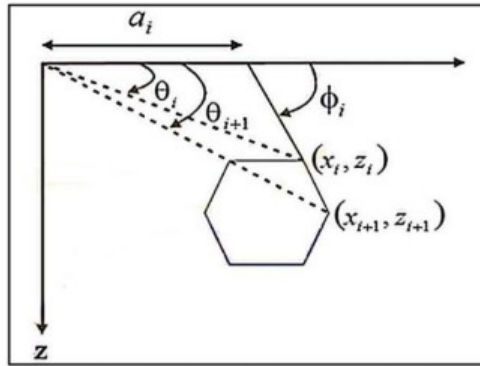
Untuk benda berbentuk poligon sederhana, seperti yang terlihat dapat dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$gi = \int_b^c \frac{ai \tan \theta_i}{\tan \theta_i - \tan \theta} d\theta \quad (37)$$

ari sisi ke-iii dalam poligon

a_i = faktor panjang dari sisi poligon

θ_i = sudut yang terbentuk antara sisi poligon dengan sumbu horizontal



Gambar 11. Efek Gaya Berat Poligon (Talwani et.al., 1959)

Integral ini digunakan untuk menghitung kontribusi gravitasi dari setiap sisi poligon secara terpisah, sehingga dapat diperoleh nilai g_i secara sederhana:

$$g_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left\{ (\theta_i + \theta_{i+1}) \ln \left(\frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_i - \tan \phi_i)} \right) \right\} \quad (38)$$

$a_i \sin \phi_i \cos \phi_i$ = faktor pengali berdasarkan geometri poligon.

$(\theta_i + \theta_{i+1}) \ln \left(\frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_i - \tan \phi_i)} \right)$ = bagian utama dari perhitungan efek gravitasi.

Rumus ini merupakan penyederhanaan integral sebelumnya sehingga dapat langsung digunakan dalam perangkat lunak.

dengan,

$$a_i = x_{i+1} - z_{i+1} \cot \phi_i = x_{i+1} - z_{i+1} \left(\frac{x_{i+1} + x_i}{z_{i+1} - z_i} \right) \quad (39)$$

$$\theta_i = \tan^{-1} \left(\frac{z_i}{x_i} \right)$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \left(\frac{z_{i+1} + z_i}{x_{i+1} - x_i} \right)$$



i sisi poligon dalam koordinat x dan z

θ_i = adalah sudut kemiringan tiap sisi poligon terhadap sumbu x

Dihitung dengan fungsi arc-tangen dari perbandingan koordinat z dan x

Dalam proses komputasi, persamaan 39 dapat disederhanakan dengan menggantikan nilai sinus, kosinus, dan tangen menggunakan koordinat titik poligon dalam sumbu x dan z, sebagaimana ditunjukkan berikut ini:

$$z_i = \frac{aic}{c^2+1} \left\{ \theta_i - \theta_{i+1} + 1 + \frac{1}{2} c \left(\frac{x_{i+1}^2 + z_{i+1}^2}{x_i^2 - x_i^2} \right) \right\} \quad (40)$$

z_i = kontribusi gravitasi dari sisi ke-i

c = konstanta geometri poligon

$\theta_i - \theta_{i+1} + 1$ = perubahan sudut antar sisi

$\left(\frac{x_{i+1}^2 + z_{i+1}^2}{x_i^2 - x_i^2} \right)$ = rasio panjang sisi

1.3.15 Inverse Modelling

Pemodelan inversi merupakan proses yang berlawanan dengan pemodelan maju (*forward modelling*), yang bertujuan untuk mengestimasi parameter fisik batuan yang belum diketahui berdasarkan data hasil pengukuran di lapangan. Proses ini dilakukan dengan menganalisis data tersebut melalui pencocokan kurva (*curve fitting*) antara model teoritis dan data observasi lapangan sehingga diperoleh gambaran bawah permukaan yang lebih mendekati kondisi sebenarnya. Dengan kata lain, pemodelan maju memprediksi data dari model, sementara pemodelan inversi menggunakan data yang sudah ada untuk membalikkan proses dan memperkirakan model yang menghasilkan data tersebut (Grandis, 2009).

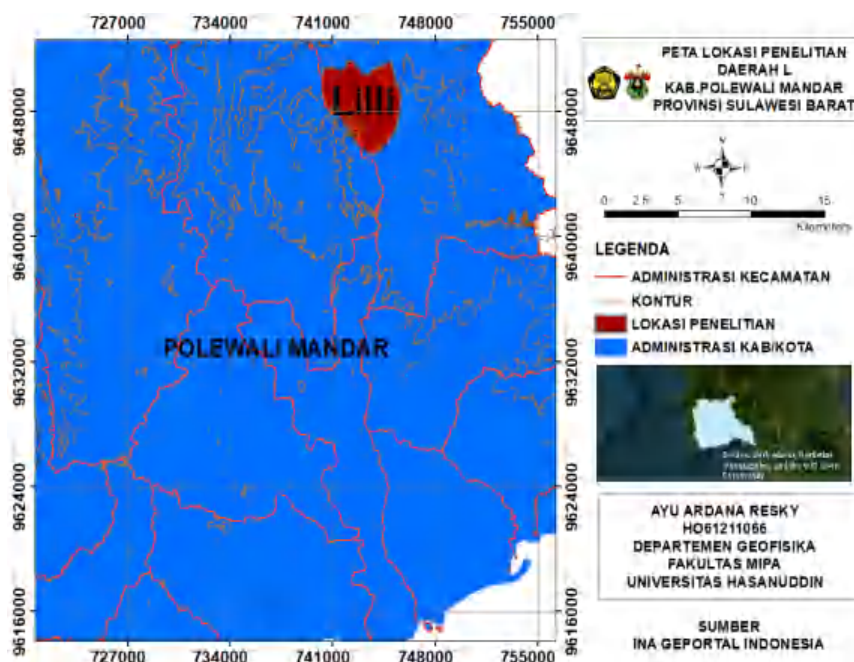


BAB II

METODE PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada bulan Oktober – Desember 2024 di Pusat Sumber Daya Geologi (PSDG) Bandung. Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data gravitasi hasil survei yang dilakukan di daerah Lilli-Sepporaki pada tahun 2010 yang terletak pada koordinat $3^{\circ}11'37''S$, $119^{\circ}12'11''E$.



Gambar 11. Lokasi Penelitian

2.2 Alat dan Bahan

2.2.1 Alat

Peralatan dalam penelitian ini meliputi beberapa perangkat lunak (*Software*) yang memiliki berbagai fungsi, mulai dari pengolahan hingga pemodelan data. Rincian alat pada tabel berikut.



Optimized using
trial version
www.balesio.com

yang digunakan dalam penelitian ini

Kegunaan

Membuat layout peta anomali bouguer lengkap, peta anomali regional dan residual

<i>Global Mapper</i>	Memisahkan daerah regional dan residual dalam analisis gaya berat dengan memproses data topografi seperti DEM untuk koreksi medan
<i>WinGlink</i>	Membuat pemodelan 2.5D dan pemisahan anomali regional dan residual
<i>ArcGis</i>	Membuat layout peta lokasi penelitian
<i>Microsoft Excel</i>	Mengolah data gaya berat

2.2.2 Bahan

Bahan yang digunakan dalam penelitian ini berupa data sekunder yang diperoleh dari tim survei PSDMBP Bandung. Data yang digunakan mencakup 299 titik pengukuran yang telah dilakukan di lokasi penelitian. Data sekunder ini meliputi hasil survei gaya berat yang diperoleh melalui pengukuran di titik-titik tersebut, yang nantinya akan digunakan untuk pemodelan dan analisis lebih lanjut.

2.3 Prosedur Penelitian

2.3.1 Tahap Kajian Pustaka

Tahap kajian pustaka dalam penelitian ini dilakukan untuk mengkaji teori-teori yang mendasari penerapan metode gaya berat, khususnya dalam analisis pola sebaran anomali gravitasi dan pemodelan distribusi densitas batuan bawah permukaan. Proses ini mencakup pengumpulan dan analisis literatur terkait hukum gravitasi universal, teknik *forward modelling*, serta penerapan metode gaya berat dalam studi geologi dan eksplorasi sumber daya alam, dengan fokus pada prospek panas bumi. Kajian pustaka bertujuan untuk memberikan landasan teori yang kokoh, memperkuat pemahaman metodologi yang digunakan, dan memberikan wawasan mengenai penerapan metode gaya berat dalam penelitian sebelumnya, yang pada akhirnya mendukung pengembangan pendekatan yang tepat dalam analisis pola sebaran anomali dan pemodelan distribusi densitas batuan bawah permukaan di wilayah prospek panas bumi.

2.3.2 Tahap Pengolahan Data

Pengolahan data gravitasi, yang sering disebut sebagai reduksi data gravitasi, umumnya terbagi menjadi dua kategori, yaitu proses dasar dan proses lanjutan. Data mentah yang diperoleh dari pengukuran di lapangan akan dikoreksi untuk menghasilkan



dengan menerapkan berbagai koreksi standar pada setiap titik ini melibatkan langkah-langkah meliputi konversi pembacaan γ dalam milligal, serta koreksi-koreksi seperti koreksi *spheroid reference*, pasang surut (*tidal correction*), koreksi udara bebas (*free-air*), medan (*terrain correction*), dan koreksi bouguer (*bouguer correction*).

Proses lanjutan merupakan tahap untuk memisahkan anomali bouguer yang lengkap, karena pada data ini masih terdapat anomali residual, anomali regional, dan noise. Oleh karena itu, pemisahan anomali diperlukan untuk menghasilkan peta kontur yang bebas dari noise. Pemisahan anomali dilakukan menggunakan metode polinomial orde satu melalui *software* winglink. Pendekatan polinomial orde satu diterapkan untuk memperoleh komponen regional dengan distorsi minimal, sehingga memungkinkan sebagian komponen regional tetap terlihat pada anomali residual.

Sebagai tahap akhir, peta kontur anomali residual digunakan untuk menginterpretasikan densitas batuan bawah permukaan bumi dengan membuat model penampang 2.5D. Pemodelan 2.5D termasuk dalam pendekatan *forward modelling*, yaitu proses perhitungan teoritis yang membangun model berdasarkan data hasil pengukuran sehingga dapat merepresentasikan distribusi densitas batuan yang lebih jelas.

2.3.3 Tahap Interpretasi Data

Interpretasi gravitasi merupakan proses menafsirkan distribusi massa di bawah permukaan berdasarkan data hasil pengukuran lapangan, yang telah melalui tahapan koreksi dan pemodelan dengan tujuan memperoleh informasi mengenai kondisi bawah permukaan berdasarkan variasi densitas batuan. Dalam interpretasi gravitasi, terdapat dua jenis anomali utama, yaitu anomali regional dan anomali residual. Jika suatu objek bawah permukaan memiliki densitas yang tinggi umumnya menghasilkan anomali gravitasi positif dalam survei gaya berat. Hal tersebut terjadi karena batuan dengan densitas lebih besar dari lingkungan sekitarnya, seperti batuan beku intrusif, batuan metamorf, atau basement, menyebabkan peningkatan gaya tarik gravitasi di daerah tersebut. Sebaliknya, daerah dengan batuan berdensitas rendah, seperti cekungan sedimen atau zona pelapukan, akan menunjukkan anomali gravitasi negatif karena adanya pengurangan massa relatif terhadap batuan di sekitarnya.



2.4 Bagan Alir Penelitian

