

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

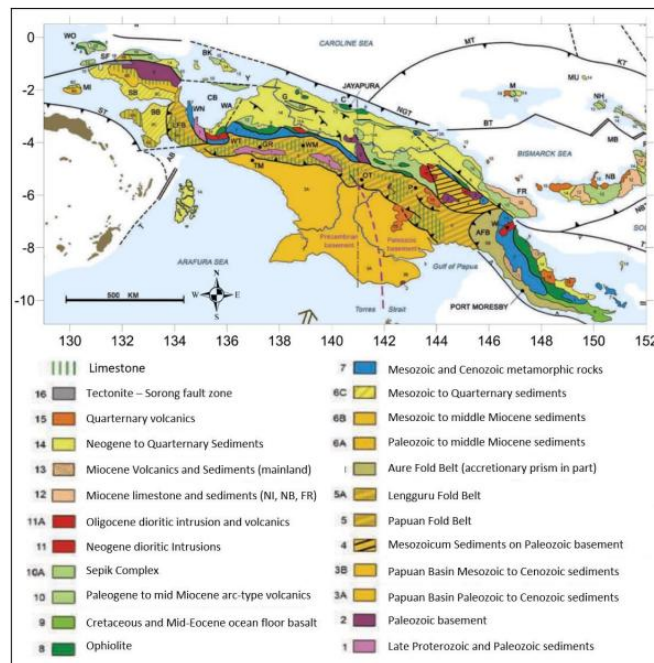
2.1 Gambaran Geologi Daerah Penelitian

2.1.1 Geologi Regional Pulau Papua

Pulau Papua secara administratif terletak pada posisi 130° 19' BT – 150° 48' BT dan 10° 19' LS – 10° 43' LS. Pulau ini terletak di bagian paling timur Negara Kesatuan Republik Indonesia yang berbatasan langsung dengan Papua Nugini. Pulau Papua merupakan daerah dengan kondisi geologi yang kompleks. Kawasan ini terbentuk dari interaksi Lempeng Samudera Pasifik-Caroline yang bergerak ke arah barat daya dengan kecepatan 7,5 cm/th, sedangkan Lempeng Benua Indo-Australia yang bergerak ke arah utara dengan kecepatan 10,5 cm/th yang beraneka ragam batuan dari berbagai umur dan umumnya saling bersentuhan secara struktur (Gambar 2.1).

Pulau Papua merupakan pulau yang terbentuk dari endapan (*sedimentation*) dengan masa yang panjang pada tepi utara Kraton Australia yang pasif. Lingkungan pengendapan berfluktuasi dari lingkungan air tawar, laut dangkal, sampai laut dalam dan mengendapkan batuan klastik karbonat, dan berbagai batuan yang ditutupi oleh kelompok Batu gamping *New Guinea* berumur Mezoikum. Ketebalan urutan sedimentasi ini mencapai lebih dari 12.000 meter. Batuan yang berasal dari Kraton Australia terutama tersusun oleh batuan alas, batuan malihan rendah dan tinggi sebagian telah intrusi oleh batuan granit disebelah barat, batuan ini berumur Paleozoikum Akhir, secara selaras ditindih oleh paparan sedimen Mezoikum dan batuan sedimen yang lebih muda, batuan vulkanik dan batuan malihan hingga Tersier akhir (Dow., 1985).

Batuan Lempeng Pasifik umumnya lebih muda dan tersusun oleh batuan ultrabasa, tuf berbutir halus dan batuan sedimen laut dalam yang diduga berumur jurat batuan Mesozoikum lainnya yang berasal dari kerak samudera seperti batuan ultrafrik (Kompleks ofiolit) dan batuan plutonik berkomposisi mafik. Sedangkan untuk litologi yang terakhir yaitu batuan campuran kedua lempeng yang merupakan batuan hasil bentukan dari Orogenesa Melanesia (Dow dan Sukanto, 1984).



Gambar 2. 1 Peta Regional Pulau Papua Davies 2012 (Sudrajat, 2018)

Davies dkk., (1996) menjelaskan pembagian geologi Pulau Papua dibagi menjadi 3 Mandala (*tectonic province*) antara lain: SW (*Southwest Creatonic Zone*) atau zona bagian selatan Kraton, C (*Centrall Collisional Zone*) atau tumbukan tengah, NE (*Northeastern Island*) dan jajaran yang terbentuk akibat aktivitas vulkanik kenozoik (Gambar 2.2). Zona Kraton Australia merupakan alas yang menatap di pantai selatan, sedangkan Zona Tumbukan tengah yang berasal dari Lempeng Pasifik merupakan alas pantai utara (termasuk Teluk Cenderawasih). Daerah badan burung yang berupa jajaran yang terbentuk akibat aktivitas Vulkanik Kenozoik merupakan jalur memanjang dari timur ke barat yang telah mengalami perlipatan. Jalur ini disebut sesar naik pegunungan tengah.

Para ilmuwan yang meneliti pulau ini umumnya berpendapat bahwa orogenesis (pengangkatan) pada kala Oligosen adalah awal mulainya proses tektonik di Papua hingga terbentuk fisiografi yang terlihat pada masa sekarang ini dan lazim dikenal sebagai Orogen Melanesia. Orogenesis ini menghasilkan 3 mandala geologi, sehingga (Dow et al, 1986) membagi geologi Papua menjadi 3 lajur berdasarkan stratigrafi, magmatik, dan tektoniknya, yaitu:

1. Kawasan Samudera Utara yang dicirikan oleh ofiolit dan busur vulkanik kepulauan (*Oceanic Province*) sebagai bagian dari Lempeng

Pasifik. Batuan-batuan ofiolit pada umumnya tersingkap di sayap utara Pengunungan Tengah Papua dan Papua Nugini.

2. Kawasan Samudera Utara yang dicirikan oleh ofiolit dan busur vulkanik kepulauan (*Oceanic Province*) sebagai bagian dari Lempeng Pasifik. Batuan-batuan ofiolit pada umumnya tersingkap di sayap utara Pengunungan Tengah Papua dan Papua Nugini.
3. Lajur peralihan yang terdiri atas batuan malihan (metamorf) dan terdeformasi sangat kuat secara regional. Lajur ini terletak di tengah (*central range*) dan memisahkan kelompok 1 dengan kelompok 2 dengan batas-batas sesar-sesar sungkup dan geser.

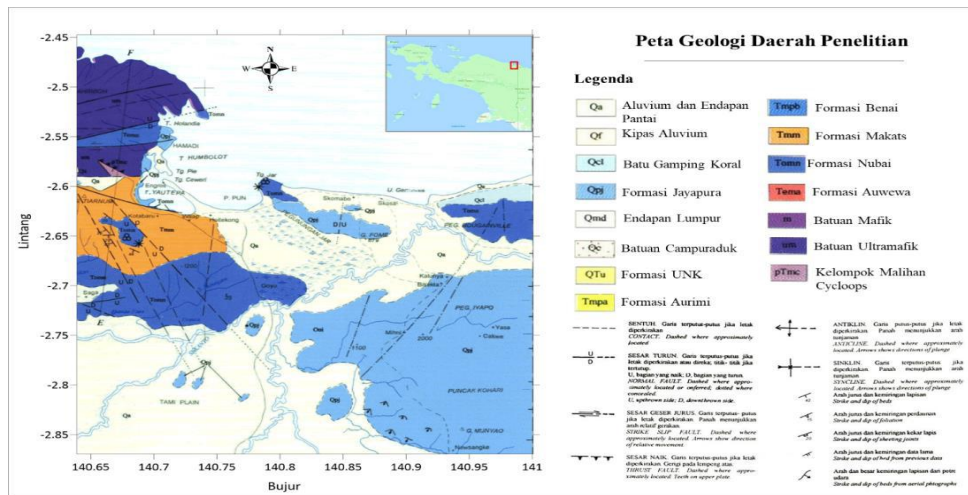


Gambar 2. 2 Pembagian geologi Pulau Papua berdasarkan tektoniknya (Dow dkk., 1986).

2.1.2 Geologi Daerah Penelitian

Secara Geologi wilayah Jayapura berada dalam kawasan pertemuan antara dua lempeng, yaitu Lempeng samudera Pasifik di bagian utara dan Lempeng Benua Australia di bagian selatan. Pada wilayah ini terbentuk berbagai macam struktur geologi berupa patahan seperti sesar naik, sesar normal, sesar geser mendatar dan lipatan (Puntodewo dkk., 1994). Secara Geologi di daerah penelitian (Gambar 2.3) terdapat beberapa struktur geologi berupa antiklin, sinklin. Arah umum struktur regional pada batuan sedimen adalah baratlaut-tenggara, beberapa hampir mendekati barat- baratlaut, timur-tenggara dan utara-baratlaut; selatan-tenggara terutama pada batuan Tersier. Struktur timur-timurlaut – barat- baratdaya terdapat

pada batuan metamorf dan ultrabasa, sedangkan yang hampir utara-selatan pada batugamping Kuartar dan juga batuan metamorf.



Gambar 2. 3 Peta Geologi Daerah Penelitian (Suwarna dan Noya, 1995).

Pada Oligosen Akhir Miosen Tengah terjadi sedimetasi batugamping ganggang-koral dan batugamping pelagos tufaan dalam lingkungan laut dangkal-agak dalam, membentuk Formasi Numbai. Pada Miosen Awal terjadi pengendapan sedimen turbidit Formasi Makats. Kuatnya pengangkatan pada Akhir Plistosen menyebabkan pelipatan dan penyesaran pada Formasi Jayapura serta mempertajam pelipatan. Kegiatan pengangkatan pada akhir pembentukan Formasi Jayapura ditandai oleh adanya julang mencapai 750 meter. Tektonik tersebut berpengaruh pada pembentukan Batuan Campuraduk dan satuan Endapan Lumpur. Gejala pton yang masih aktif dan kelurusan yang diduga sesar pada sedimen klastika kasar dan batugamping koral, serta adanya terumbu terangkat berupa undak, menjadi bukti tektonika masih aktif (Suwarna dan Noya, 1995).

2.1.3 Morfologi Daerah Penelitian

Secara fisiografi daerah Jayapura dan sekitarnya dapat dikelompokkan menjadi 4 (empat) satuan morfologi yaitu satuan pegunungan, satuan perbukitan karts, satuan perbukitan bergelombang dan satuan dataran rendah. (N. Suwarna Y. Noya, 1995) Satuan pegunungan secara umum dicirikan dengan ketinggian lebih dari 1.800 meter diatas muka airlaut, berelief kasar dan berlereng terjal. Satuan perbukitan karts dicirikan dengan relief menengah hingga kasar, sebagian berlereng terjal, dengan memperlihatkan adanya lapis dolina atau uvala serta batuan penyusun

berupa batu gamping koral ganggang. Satuan perbukitan bergelombang dicirikan dengan kemiringan lereng bervariasi antara 300 – 400, ketinggian bukit berkisar antara 100 – 300 meter di atas muka air laut. Satuan dataran rendah, terletak sepanjang garis pantai maupun lembah antara perbukitan. Satuan ini berupa endapan sungai, endapan rawa dan endapan pantai. Geomorfologi daerah penyelidikan dapat diuraikan sebagai berikut :

1. Satuan Dataran Aluvial (Dataran Tinggi)

Satuan ini menempati dataran Sentani yang luas, berada di ketinggian antara 100 – 150 meter. Secara litologi, satuan ini tersusun oleh material berupa lempung, pasir dan kerikil (batu) yang merupakan hasil proses pelapukan batuan yang menyusun perbukitan atau pegunungan pra-Tersier disekitarnya. Material endapan pada satuan ini sangat dipengaruhi oleh proses aliran sungai (*fluviatil*) dan pengendapan hasil proses denudasi. Sebagian lahan telah digunakan sebagai kawasan pemukiman, pertanian dan perkotaan. Kualitas air tanah dangkal cukup baik dan air tanah dalam di beberapa tempat berasa asin.

2. Satuan Perbukitan Struktural

Satuan ini menempati bagian selatan daerah penyelidikan yang dicirikan oleh morfologi yang bergelombang lemah hingga kuat dengan puncak bukit agak tumpul. Sebaran morfologi satuan ini relatif memanjang dan berarah Barat Laut – Tenggara. Ketinggian berkisar antara 100 – 700 meter dari muka laut. Satuan ini menjadi tempat mata air bagi sungai-sungai yang mengalir ke dataran Tami. Morfologi ini sangat berperan sebagai daerah tangkapan hujan yang penting bagi pengisian air tanah. Litologi penyusun morfologi ini didominasi oleh perlapisan batuan sedimen dari fraksi halus seperti gres, breksi, batulempung, batulanau, napal dan batu pasir halus. Morfologi satuan ini sangat dikendalikan oleh kehadiran struktur geologi yang berupa patahan (*fault*) dan lipatan (*fold*). Jenis patahan yang dapat ditemukan adalah patahan geser maupun patahan naik/turun. Kelurusan adalah cerminan dari morfologi yang teramati di permukaan bumi yang dihasilkan dari aktivitas gaya geologi bumi. Pola kelurusan morfologi maupun aliran permukaan mengikuti pola dan arah struktur geologi yang bekerja. Sehingga satuan ini menjadi daerah yang rawan terhadap bahaya gerakan massa (tanah atau batuan) dan pergeseran permukaan akibat sesar yang dipicu oleh getaran gempa bumi.

3. Satuan Pegunungan Batuan Pra-Tersier

Satuan ini berada di bagian utara daerah penyelidikan, berbentuk memanjang dari berarah timur – barat, dan ditempati oleh Pegunungan Cycloops yang memiliki ketinggian 2000 – 5000 meter dari muka laut. Kota Jayapura, Sentani dan Depapre menempati satuan ini. Morfologi satuan ini dicirikan oleh puncak yang meruncing hingga agak tumpul dan relief bergelombang kuat. Pegunungan ini menjadi daerah tangkapan hujan bagi sungai-sungai yang mengalir ke dataran dan danau Sentani. Satuan ini tersusun dan dikontrol oleh litologi yang berupa batuan beku mafik dan ultramafik, serta batuan metamorfik dari Kelompok Malihan Cycloop yang berumur pra-Tersier.

2.1.4 Stratigrafi Batuan Daerah Penelitian

Berdasarkan Penelitian geologi yang dilakukan (Dow dan Sukanto, 1984, opcit Dow dkk., 1988). Batuannya terdiri dari batuan kelompok malihan Cycloop (pTmc) dan Ultramafik (um) serta batuan-batuan sedimen yang ada di sekitarnya (Gambar 2.4). Urutan stratigrafi batuan dari yang paling muda hingga yang paling tua di daerah penelitian sesuai geologinya sebagai berikut.

ZAMAN	KALA	UMUR (juta thn)	KOLOM STRATIGRAFI	NAMA FORMASI
KUARTER	Holosen	0.01		Endapan Sungai (Qa)
	Plistosen	1.6		Batugamping Korai (Qd)
	Pliosen	5.3		Formasi Jayapura (Qpj)
	Miosen	Akhir		Formasi Unk (Qu)
		Tengah		Formasi Aurimi (Tmpe)
		Awal		Formasi Benai (Tmpe)
	Oligosen	Akhir		Formasi Makats (Tmm)
		Awal		Formasi Nubai (Tmn)
		Awal		Formasi Auwewa (Tema)
	Eosen	Akhir		Batuan Mafik (m)
		Tengah		Batuan Ultramafik (um)
		Awal		
	Paleosen	57.8		
		66.4		
KAPUR	Akhir	97.5		
	Awal	144		
JURA	Akhir	163		
	Tengah	187		
	Awal	208		
TRIAS		245		Kelompok Malihan Cycloops (pTms)

Gambar 2. 4 Kolom stratigrafi wilayah Kota Jayapura (Suwarna dan Noya 1995).

- a) Formasi Nubai (Tomn): batugamping bersisipan biomikrit, napal, batupasir halus, grewak gampingan, tuf, setempat bersisipan kalkarenit dan kalsipelit. Batugamping dan biomikrit, berlapis baik-jelek; fosil *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Elphidium* sp., *Globorotalia* sp., ganggang moluska, umur Oligosen-Miosen Awal. Lingkungan pengendapan diduga laut dangkal-laut dalam dekat daerah gunungapi yang giat. Bagian atasnya menjemari dengan Formasi Makats, bersentuhan tektonik dengan Satuan Ultramafik. Tebal satuan 350 m.
- b) Formasi Makats (Tmm): grewak berselingan dengan batulanau dan batulempung; sisipan napal dan konglomerat; lensa dan buncak batugamping; bagian bawah bersisipan tufa dan breksi gunungapi. Grewak setempat gampingan, urat kalsit mengisi rekahan sampai 0,5 cm, struktur lapisan bersusun, lapisan sejajar, silangsiur dan lapisan perulangan. Konglomerat aneka bahan, batugamping, rijang lempung terkarsikan, sedimen malih, berukuran 2-15 cm. Batugamping sebagian terhablurkan, setempat kalkarenit. Tuf, bersusunan andesit-basal, berlapis baik, kumpulan fosil *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Miogypsina* sp., dan *Operculina* sp., menunjukkan umur Miosen Tengah sampai Miosen Akhir. Lingkungan pengendapan litoral. Formasi ini berlapis baik dan terlipat kuat, setempat lapisan terbalik. Tebal sekitar 1500 m.
- c) Formasi Jayapura (Qpj): batugamping koral – ganggang, kalsirudit, kalkarenit, setempat batugamping kapuran, batugamping napalan dan napal, berlapis jelek, setempat berstruktur terumbu; setempat berselingan dengan batugamping pelagos. Lingkungan pengendapan laut terbuka yang tak ada lagi bahan rombakan daratan; terangkat kurang lebih 700 m dari permukaan laut. Tebal 400 meter.
- d) Aluvium dan endapan pantai (Qa): kerikil, kerakal, pasir, lanau dan lumpur di lingkungan rawa dan pantai. Endapan pantai mengandung pecahan koral Resen. (Dinas Pertambangan dan Energi Kab. Jayapura, 2009).

2.2 Panas Bumi (*Geothermal*)

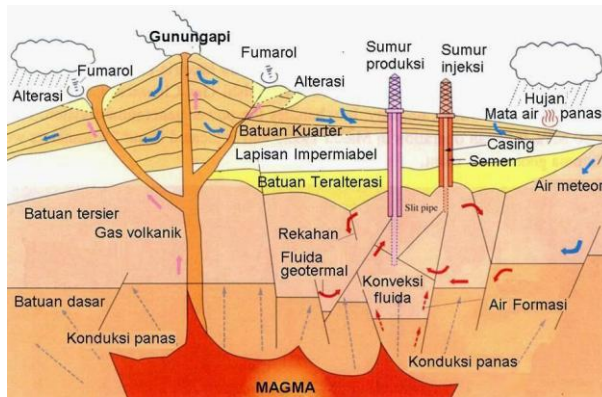
Panasbumi (*Geothermal*) Adapun tinjauan dari segi etimologis, *geothermal* berasal dari sub kata *geo* yang mempunyai arti bumi dan *thermal* yang berarti panas. Dengan demikian, *geothermal* didefinisikan sebagai panas bumi. *Geothermal* dapat didefinisikan sebagai panasbumi yang dibentuk di bawah permukaan bumi secara alamiah. Secara umum, energi panasbumi adalah bentuk dari energi panas yang terkandung pada batuan di bawah permukaan bumi yang didalamnya terdapat *fluida*, sedangkan sistem panasbumi ialah sistem yang memungkinkan terjadinya *fluida* dari daerah *meteoric recharge* ke dalam *reservoir* yang berada di atas sumber panas (*heat source*) (Torkis, 2012). Pada kedalaman beberapa kilometer pada kondisi geologi tertentu terdapat energi dalam bentuk air panas atau uap.

2.2.1 Sistem Panas Bumi

Panasbumi adalah sebuah sumber panas yang ditemukan serta terbentuk di dalam kerak bumi. Sumber panas yang terkandung di air panas, uap air dan batuan, serta mineral dan gas lainnya yang secara genetik tidak dapat dipisahkan dalam suatu sistem panasbumi dan untuk pemanfaatannya diperlukan proses penambangan. Ada beberapa jenis panasbumi, yaitu *reservoir hidrotermal*, *reservoir* bertekanan tinggi, *reservoir* batuan panas kering dan *reservoir* magma. Sistem panasbumi meliputi panas *fluida* yang memindahkan panas kearah permukaan. Adanya konsentrasi energi panas pada sistem energi panas bumi umumnya dicirikan oleh adanya anomali panas yang dapat terekam di permukaan. Proses pembentukan panasbumi berkaitan dengan arus konveksi. Air tanah yang terperangkap dalam batuan kedap air dan berada diatas dapur magma atau batuan panas yang berkontak langsung dengan magma menyebabkan suhu air tanah di atasnya relatif tinggi (1000-250°C). (Amalisana, dkk. 2017).

Sistem *hydrothermal* proses berpindahnya panas dari sumber panas ke permukaan secara konveksi. *Fluida meteorik* yang dihasilkan oleh bagian penyerapan dialirkan ke daerah rembesan fase cair. Sistem ini terdiri dari sumber panas, *reservoir* dengan *fluida* panas, daerah resapan, dan daerah rembesan panas berupa manifestasi. Menurut Saptadji (2009) sistem *hidrotermal* dibagi menjadi tiga kelompok, yaitu: Sistem *reservoir* temperatur tinggi (diatas > 225°C), Sistem

reservoir temperatur sedang (antara 125-225 °C), Sistem reservoir temperatur rendah (<125 °C).



Gambar 2. 5 Proses hidrotermal (Amalisana, dkk. 2017)

Dalam pembentukan panas bumi, sistem panasbumi memiliki peranan yang berbeda-beda:

1. Sumber Panas (*Heat Source*) Ada beberapa sumber panas pada sistem panasbumi yaitu dari intrusi batuan, dapur magma (*magma chambers*) atau gradien temperatur karena semakin kedalam temperature akan tinggi. Pada daerah gunungapi, sistem panasbumi yang asalnya dari instrusi batuan atau magma akan ditemukan. Sedangkan, sumber panas yang asalnya dari gradien temperatur biasanya ditemukan di lempeng tektonik aktif dan cekungan sedimen (*sedimentary basins*). Akibat dari masuknya air ke dalam permukaan selama terjadinya proses subduksi, magma yang menjadi sumber panas di dalam sistem panasbumi akan terjadi (Zain, 2015). Ada beberapa proses panas dialirkan yaitu antara lain konduksi, konveksi, dan radiasi. Dalam perpindahan panas di sistem panasbumi, bisa saja terdapat dua proses yaitu konduksi dan konveksi. Proses konduksi sendiri disebut perpindahan energi kinetik dari atom atau molekul pada benda yang suhunya tinggi ke rendah. Sementara proses konveksi ialah perpindahan panas yang melibatkan perpindahan massa dari satu tempat ke tempat lain.
2. Fluida Panasbumi (*Geothermal Fluid*) Fluida panasbumi adalah bagian dari reservoir yang berupa air, gas, atau cairan lainnya. (Rais, dkk. 2021) membagi fluida menjadi beberapa bagian 5 yaitu *Juvenile water*, *Magmatic water*, *Meteoric water*, dan *Connate water*. Air *Juvenile* adalah air baru yang

berubah menjadi salah satu hidrosfer yang awalnya magma primer. Air magmatik dari magma yang bercampur dengan air meteorik atau air dari mineral sedimen. Air meteorik adalah air di atmosfer. Sedangkan air bawaan berupa air dari laut yang mengalami proses perubahan fisik dan kimia. Air bawaan juga merupakan fosil yang berasosiasi dengan atmosfer selama periode geologis yang panjang. Di cekungan sedimen, air ditutupi oleh formasi batuan tebal.

3. Reservoir Panasbumi (*Geothermal Reservoir*) Reservoir panasbumi ialah batuan dengan porositas dan permeabilitasnya sangat baik sehingga fluida bisa terakumulasi oleh sumber panas untuk dipanaskan. Selain itu, reservoir panasbumi bisa disebut produktif jika volumenya besar, suhu tinggi, dan banyaknya jumlah fluida.
4. *Caprock* merupakan lapisan batuan yang memiliki porositas dan permeabilitas yang rendah. Lapisan batuan ini berada diatas batuan reservoir dan berfungsi sebagai penutup reservoir untuk mencegah keluar atau bocornya fluida panasbumi. (Torkis, 2012).

2.2.2 Sistem Panas Bumi Non-Vulkanik di Indonesia

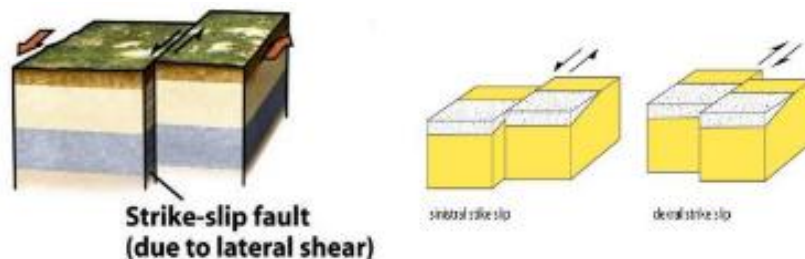
Hasil penyelidikan Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara, dan Panasbumi (PSDMBP) hingga tahun 2018 mengidentifikasi 136 lokasi sistem panasbumi non-vulkanik di Indonesia (38% dari total), dengan sumber daya panas sebesar 4035 GW. Potensi ini terbagi menjadi sumber daya spekulatif (2473 GW), hipotetik (607 GW), dan cadangan (mungkin) (955 GW). Potensi ini menyumbang 16% dari total sumber daya panasbumi di Indonesia. Kajian PSDMBP mengelompokkan sistem panasbumi non-vulkanik menjadi empat kategori, yaitu pada lingkungan sedimen, intrusi-radiogenik, sesar-tektunik, dan vulkanik tua. Sistem pada lingkungan sedimen terkait dengan cekungan dalam dan *geopressure*, di mana fluida hidrotermal terbentuk akibat tekanan tinggi. Sistem intrusi-radiogenik terjadi karena peluruhan unsur-unsur radioaktif seperti uranium, thorium dan potasium yang dapat menghasilkan sumber panas, daerah seperti ini biasanya didominasi oleh batuan granitic seperti Bangka Belitung dan Sulawesi Tengah. Sistem sesar-tektunik, atau *heat sweep*, terkait dengan zona sesar dan rekahan pada kedalaman

di daerah dengan *heat flow* tinggi, umumnya terjadi pada tumbukan lempeng seperti Sesar Sumatera, Sesar Palu-Koro, dan Sesar Sorong (Badan Geologi ESDM, 2019).

2.3 Sesar (patahan)

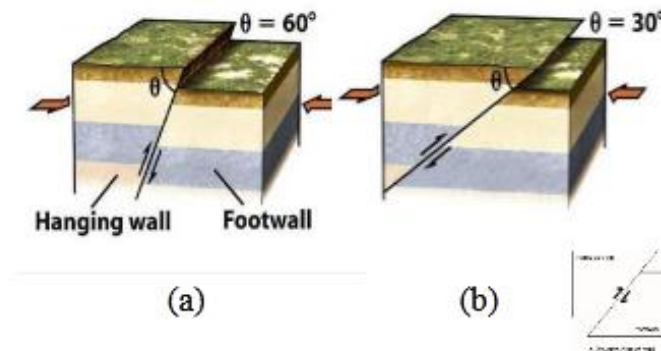
Sesar patahan merupakan retakan pada batuan bumi yang diakibatkan oleh gerakan menggeser secara *vertical* atau *horizontal* sehingga terjadi pergerakan relatif pada blok batuan di daerah tersebut. Sesar aktif adalah sesar yang bergerak pada kurun waktu 10.000 tahun yang lalu. Sesar yang berpotensi aktif adalah sesar yang bergerak pada kurun waktu 2 juta tahun yang lalu, sedangkan sesar yang tidak aktif adalah sesar yang tidak pernah bergerak pada kurun waktu 2 juta tahun yang lalu. Menurut Rahmania, dkk 2010. Ada tiga jenis sesar yaitu sesar mendatar, sesar naik, dan sesar turun.

1. Sesar Mendatar (*Strike-Slip Fault*) adalah sesar yang pergerakannya sejajar, blok bagian kiri relatif bergeser ke arah yang berlawanan dengan blok bagian kanannya. Berdasarkan arah pergerakan sesarnya, sesar mendatar dapat dibagi menjadi 2 (dua) jenis sesar, yaitu :
 - a. Sesar Mendatar *Dextral* (sesar mendatar menganan) adalah sesar yang arah pergerakannya searah dengan arah perputaran jarum jam
 - b. Sesar Mendatar *Sinistral* (sesar mendatar mengiri) adalah sesar yang arah pergeserannya berlawanan arah dengan arah jarum jam. Pergeseran pada sesar mendatar dapat sejajar dengan permukaan sesar atau pergeseran sesarnya dapat membentuk sudut (*dip slip/oblique*). Sedangkan bidang sesarnya sendiri dapat tegak lurus maupun menyudut dengan bidang horizontal.



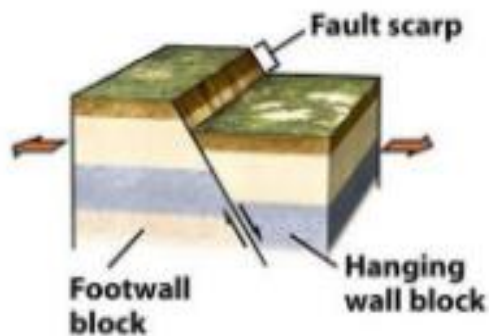
Gambar 2. 6 Sesar geser/mendatar (Ibrahim dkk., 2010)

2. Sesar Naik (*Thrust Fault*) adalah sesar dimana salah satu blok batuan bergeser ke arah atas dan blok bagian lainnya bergeser ke arah bawah di sepanjang bidang sesarnya. Pada umumnya bidang sesar naik mempunyai kemiringan lebih kecil dari 45°



Gambar 2. 7 Sesar naik, (a) reverse (b) thrust fault (Ibrahim dkk., 2010)

3. Sesar Turun (*Normal Fault*) adalah sesar yang terjadi karena pergeseran blok batuan akibat pengaruh gaya gravitasi. Secara umum, sesar normal terjadi sebagai akibat dari hilangnya pengaruh gaya sehingga batuan menuju ke posisi seimbang (*isotasi*).



Gambar 2. 8 Sesar Turun (Ibrahim dkk., 2010)

2.4 Metode Gravitasi

Metode Gravitasi adalah salah satu metode dalam geofisika yang didasarkan pada pengukuran medan gravitasi. Pengukuran ini dapat dilakukan di permukaan bumi, kapal maupun di udara. Dalam metode ini yang dipelajari adalah variasi medan gravitasi akibat variasi rapat massa batuan dibawah permukaan sehingga dalam pelaksanaannya diselidiki adalah perbedaan medan gravitasi dari suatu titik

observasi terhadap titik observasi lainnya. Metode Gravitasi umumnya digunakan dalam eksplorasi jebakan minyak (*oil trap*), mineral dan lainnya (*Keary dan Brooks*, 1991).

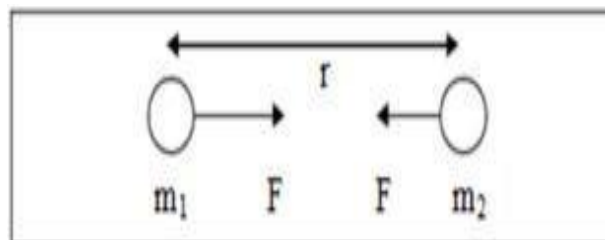
Struktur bawah permukaan (struktur geologi) adalah suatu struktur atau kondisi geologi yang ada di suatu daerah sebagai akibat dari terjadinya perubahan-perubahan pada batuan oleh proses tektonik atau proses lainnya. Terjadinya proses tektonik menyebabkan batuan (batuan beku, batuan sedimen, dan batuan metamorf) maupun kerak bumi akan berubah susunan dari keadaan semula. Keberadaan struktur di satu sisi bisa bernilai ekonomis yang tinggi dan di sisi lain bisa mendatangkan kerugian. Penelitian untuk mengetahui zona struktur dilakukan dengan metode gravitasi dengan alasan sensitivitas respons, murah secara ekonomi maupun teknik lapangan.

2.4.1 Hukum Newton Tentang Gravitasi

Teori gravitasi didasarkan pada hukum Newton tentang gravitasi. Hukum gravitasi Newton yang menyatakan bahwa gaya tarik menarik antara dua buah benda adalah sebanding dengan massa kedua benda tersebut dan berbanding terbalik dengan jarak kuadrat antara pusat massa kedua benda tersebut.

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

Dengan $\vec{F}$ = gaya tarik menarik antara dua benda (N), G adalah konstanta gravitasi ($6.6 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$), m_1, m_2 = massa dua benda berbeda (Kg), r adalah jarak antar pusat massa (m).



Gambar 2. 9 Gaya tarik antar dua massa benda m_1 dan m_2

Dalam pengukuran gravitasi yang diukur bukan gaya gravitasi F , melainkan percepatan gravitasi g . Hubungan antara keduanya dijelaskan oleh hukum Newton II yang menyatakan bahwa sebuah gaya adalah perkalian dari massa dengan percepatan. Hukum newton mengenai gerak newton yaitu:

$$\vec{F} = m \cdot \vec{g} \quad (2.2)$$

Sebuah benda dengan massa m_2 akan mengalami percepatan jika ditarik oleh benda lain dengan massa m_1 pada jarak r . Dari kedua persamaan diatas, kemudian diperoleh persamaan 2.3 mengenai percepatan gravitasi di permukaan bumi g :

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

Dengan $\vec{g}$ adalah Percepatan gravitasi ($1\text{cm/s}^2 = 1 \text{ Gal}$), G adalah Konstanta gravitasi ($6.6 \times 10^{-11}\text{Nm}^2/\text{kg}^2$), M adalah massa bumi (kg), r adalah Jarak antara dua benda bermassa (m).

2.4.2 Potensial Gravitasi

Potensial gravitasi merupakan energi yang diperlukan untuk memindahkan suatu massa dari satu titik ke titik lainnya. Suatu benda yang memiliki massa tertentu dalam suatu sistem ruang akan menimbulkan medan gravitasi disekitarnya. Sehingga dapat dinyatakan sebagai (Blakely, 1996).

$$\vec{g} = - \nabla U \quad (2.4)$$

dengan U adalah potensial skalar.

Oleh karena itu, potensial gravitasi merupakan medan konservatif artinya usaha yang dilakukan dalam suatu medan gravitasi tidak tergantung pada lintasan yang ditempuhnya, melainkan hanya tergantung pada posisi awal dan akhirnya dan dapat dinyatakan sebagai gradien dari suatu fungsi potensial skalar (Telford, 1990). Apabila bumi diasumsikan dengan massa Me bersifat homogen dan berbentuk bola dengan jari-jari R , maka potensial di permukaan dapat di tulis dengan persamaan.

$$U(r) = - \int_{\infty}^R \vec{g} \, dr = -GMe \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} = G \frac{Me}{R} \quad (2.5)$$

Dimana U adalah potensial gravitasi (J/kg), $\vec{g}$ adalah percepatan gravitasi (m/s^2), G adalah Konstanta gravitasi ($6.6 \times 10^{-11}\text{Nm}^2/\text{kg}^2$), Me adalah massa bumi (kg), R adalah jari-jari bumi (m).

2.5 Koreksi Dalam Metode Gravitasi

Koreksi metode gravitasi dilakukan dengan tujuan untuk menghilangkan pengaruh-pengaruh yang menyebabkan nilai gravitasi yang diukur pada permukaan bumi yang sangat bervariasi karena dipengaruhi oleh kondisi bumi yang tidak

homogen, ketinggian tempat, keberadaan benda-benda langit disekitar bumi serta kondisi kerapatan batuan penyusun di bawah permukaan bumi (Kearey dan Brooks, 1991). Pada metode gravitasi, nilai anomali gravitasi terukur bersamaan dengan nilai medan gravitasi observasi. Karena data percepatan gravitasi GGMplus yang digunakan pada penelitian ini merupakan data medan gravitasi observasi (g_{obs}), maka untuk memperoleh nilai anomali gravitasi, perlu untuk mengurangi nilai medan gravitasi observasi (g_{obs}) dengan nilai medan gravitasi normal yang merupakan fungsi lintang dan parameter geodetik spheroid referensi. Dimana persamaannya dapat di tulis sebagai berikut:

$$\Delta g_p = g_{obs} - \gamma_0 \quad (2.6)$$

dimana γ_0 merupakan lintang untuk $h = 0$. Nilai γ_0 pada spheroid referensi dapat diperoleh dengan memasukkan nilai lintang θ , dan konstanta fisis dan geometri parameter geometri parameter geodetik WGS 1984 sehingga diperoleh persamaan tertutup gravitasi normal berdasarkan WGS 1984 sebagai berikut:

$$\gamma_0(x, y, \theta) = 978032,53359 \frac{1 + 0,001931852652 \sin^2 \theta}{\sqrt{1 - 0,00669437999014 \sin^2 \theta}} \quad (2.7)$$

dengan, θ adalah nilai lintang, 978032,53359 adalah nilai gravitasi normal di ekuator (γ_a) ms^{-2} 0,00193185265241 adalah konstanta perhitungan pada bidang elipsoidm(k), dan 0,00669437999014 adalah nilai eksentrisitas pertama (e) Sudrajad, 2018).

Karena nilai anomali gravitasi total titik p (Δg_p) yang diperoleh masih dipengaruhi oleh variasi ketinggian titik pengukuran ($h \geq 0$) dan massa diantara geoid dan topografi. Sehingga diperlukan koreksi selajutnya yang meliputi koreksi udara bebas dan koreksi topografi berupa koreksi *bouguer* dan koreksi medan (Sudrajad, 2018).

2.5.1 Koreksi Udara Bebas (*free Air Correction*)

Setiap titik ukur di permukaan memiliki ketinggian yang bervariasi ($h \geq 0$) maka gravitasi normal γ_0 perlu dibawa ke elevasi titik pengukuran. Membawa gravitasi massa normal ke ketinggian titik pengukuran tanpa memperhitungkan keberadaan massa disebut koreksi udara bebas (*free air correction*) (δg) diperoleh melalui deret Taylor medan gravitasi di luar elipsoid pada oleh karena suku ke-3

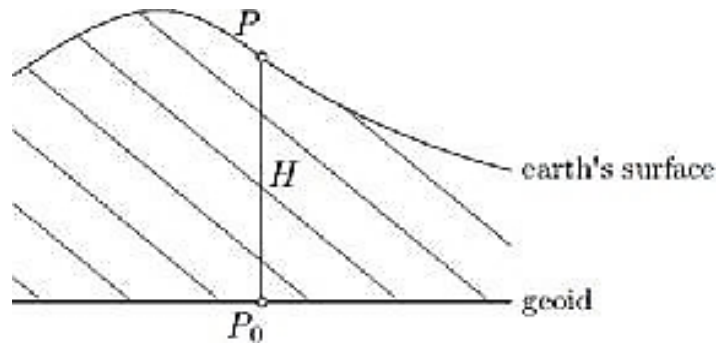
berbanding terbalik dengan kuadrat dengan sumbu mayor spheroida referensi sehingga nilainya sangat kecil. Dengan demikian deret Taylor di atas dapat dipotong cukup sampai orde pertama.

$$\delta g_{fa} = -\frac{\partial \gamma}{\partial h} h = -\frac{2}{a}(1 + m - 2f \sin^2 \vartheta)h, \quad (2.8)$$

Dengan memasukkan nilai parameter-parameter geodetik WGS 1984 diatas dan tinggi *ortometric* h dalam meter, maka diperoleh nilai koreksi *free-air*

$$\delta g_{fa} = -0,3085672 \times h \quad (2.9)$$

dengan, h adalah ketinggian *ortometric* titik pengukuran, g_{fa} adalah nilai koreksi bebas. Koreksi udara bebas (*free air correction*) tidak memperhitungkan massa batuan yang terdapat di antara stasiun pengukuran dengan bidang *geoid*.



Gambar 2. 10 Koreksi udara bebas (Reynold, 2011)

Selanjutnya nilai gravitasi observasi dikurang gravitasi normal dan dikurang nilai koreksi udara bebas ini disebut anomali udara bebas.

$$\Delta g_{fa} = \Delta g_{obs} - \delta g_{fa} \quad (2.10)$$

Dengan, Δg_{fa} adalah anomali udara bebas, Δg_{obs} adalah anomali gravitasi observasi (Telford, 1990). Selanjutnya, karena pada koreksi udara bebas belum memperhitungkan massa yang terletak di atas atau dibawa titik pengukuran yang turut mempengaruhi nilai gravitasi, maka perlu di lakukan koreksi terhadap keberadaan massa tersebut (Torge 2001).

2.5.2 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Koreksi *Bouguer* merupakan koreksi yang dilakukan untuk menghilangkan perbedaan ketinggian dengan tidak mengabaikan massa dibawa permukaan titik amat. Koreksi ini dilakukan dengan menghitung tarikan gravitasi yang disebabkan oleh batuan berupa slab dengan ketebalan h dan densitas rata-rata ρ . Pada koreksi

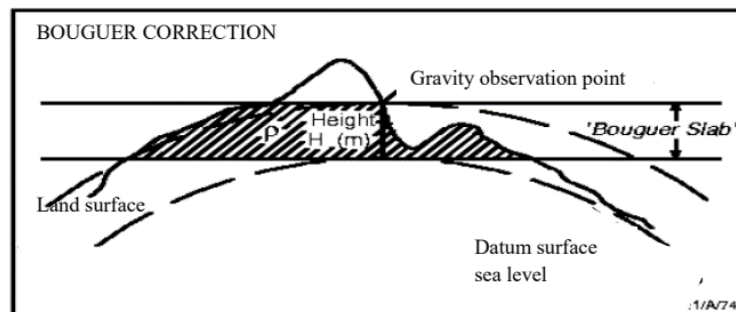
ini diasumsikan lapisan batuan dibawa permukaan titik amat sebagai sebuah lempeng *horizontal* tak berhingga dengan ketebalan yang sama.

$$\delta g_b = BC = 2\pi G\rho h \quad (2.11)$$

$$BC = 0,04192G\rho \quad (2.12)$$

dengan, BC adalah *Bouguer Correction*, G adalah Konstanta gravitasi ($6.6 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$), ρ adalah rapat massa batuan rata-rata ($2,67 \text{ gr/cm}^3$), h adalah ketinggian (m).

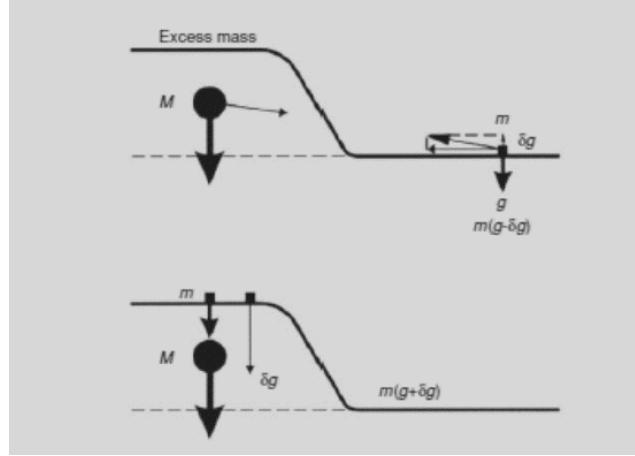
Koreksi *Bouguer* berbanding terbalik dengan koreksi udara bebas pada koreksi *Bouguer*, jika titik pengukuran berada di atas bidang geoid, maka koreksi akan dikurang. Hal ini dikarenakan kandungan massa di atas bidang geoid membuat nilai g titik pengukuran lebih besar dari nilai g pada bidang geoid, sehingga untuk menarik titik pengukuran ke bidang geoid koreksi harus dikurang. Dan juga sebaliknya, jika titik pengukuran berada di bawah bidang geoid, koreksi akan ditambah.



Gambar 2. 11 Koreksi *Bouguer* (Zhou, dkk., 1990).

2.5.4 Koreksi medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan atau (*Terrain Correction*) dilakukan untuk mengoreksi adanya pengaruh penyebaran massa yang tidak teratur di sekitar titik pengukuran. Dalam koreksi *bouguer* diasumsikan bahwa titik pengukuran di lapangan berada pada suatu bidang datar yang sangat luas. Sedangkan seringkali kenyataan di lapangan memiliki topografi yang berundulasi seperti adanya lembah dan gunung. Maka jika hanya dilakukan koreksi *bouguer* saja hasilnya akan kurang sempurna.



Gambar 2. 12 Efek dari keberadaan bukit pada titik pengukuran (Reynolds, 2011).

Koreksi medan dilakukan menggunakan pendekatan model prisma dengan perumusan koreksi medan pada persamaan 2.13

$$\delta g_{tc} = 2G\rho A^2 \frac{(R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + h^2} - \sqrt{R_2^2 + h^2})}{R_2^2 - R_1^2} \quad (2.13)$$

dengan, G adalah konstanta gravitasi, ρ adalah densitas batuan, A adalah panjang sisi horizontal prisma. R_1 adalah radius lingkaran bagian dalam, R_2 adalah radius lingkaran bagian luar dan h adalah tinggi prisma (Kane, 1962).

2.6 Anomali Bouguer

Anomali *Bouguer* adalah perbedaan antara nilai gravitasi yang diamati (g_{obs}), yang disesuaikan dengan jumlah aljabar dari semua koreksi yang diperlukan dan nilai gravitasi normal di stasiun pengukuran. Anomali *bouguer* mencerminkan variasi densitas secara lateral pada batuan di kerak bumi. Densitas tinggi dalam medium densitas rendah akan menimbulkan anomali positif dan densitas rendah dalam medium densitas tinggi akan menimbulkan anomali negatif (Reynold, 2011). Untuk mendapatkan nilai koreksi *bouguer* dapat ditentukan dengan persamaan 2.12

Setelah mendapatkan nilai koreksi *bouguer*, dilakukan pengolahan selanjutnya untuk mendapatkan nilai anomali *bouguer* sederhana dan nilai anomali *bouguer* lengkap. Untuk mendapatkan nilai anomali *bouguer* sederhana dapat

dilakukan dengan persamaan 2.14 Sedangkan anomali *bouguer* lengkap dapat ditentukan dengan persamaan 2.15

$$\Delta g_{bgs} = \Delta g_{fa} - \delta g_{bc} \quad (2.14)$$

$$\Delta g_{bg} = \Delta g_{bgs} + \delta g_{tc} \quad (2.15)$$

dengan, Δg_{bgs} adalah anomali *bouguer* sederhana, Δg_{bg} adalah anomali *bouguer* lengkap, g_{bc} adalah *bouguer*, TC adalah nilai koreksi medan atau *terrain* (Sugita dkk., 2020).

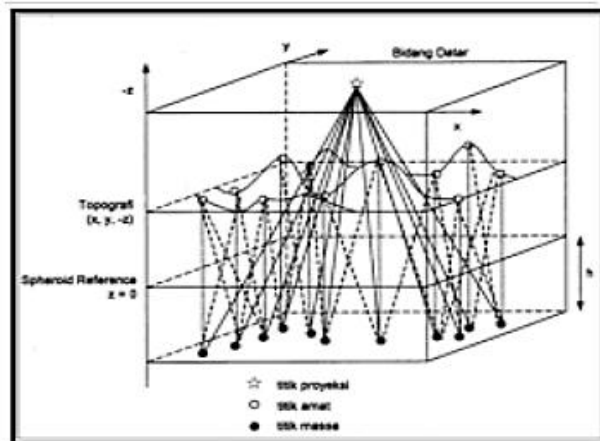
2.7 Reduksi Bidang Datar

Reduksi bidang datar merupakan suatu metode dengan memproyeksikan anomali *bouguer* ke suatu bidang datar yang bertujuan untuk membawa data yang berada pada di ketinggian permukaan yang bervariasi ke suatu bidang pada ketinggian tertentu yang sama. (gambar 2.13)

Pada proyeksi bidang datar, terdapat beberapa metode yang dapat digunakan adalah metode sumber ekuivalen titik massa. Dengan demikian sumber ekuivalen pada kedalaman tertentu yang berada dibawah permukaan akan ditentukan dengan menggunakan metode sumber ekuivalen titik massa. Penggunaan metode ekuivalen titik massa dilakukan dengan memanfaatkan nilai anomali *bouguer* lengkap. Sehingga medan gravitasi teoritis yang disebabkan oleh sumber ekuivalen tersebut akan dihitung dalam bidang datar dengan ketinggian yang sama (Setyawan, 2005). Persamaan dasar yang digunakan dalam metode sumber ekuivalen titik massa dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\Delta g(x, y, z) = G \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\rho(\alpha, \beta, h)(h - z) d\alpha d\beta}{((x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - h)^2)^{3/2}} \quad (2.16)$$

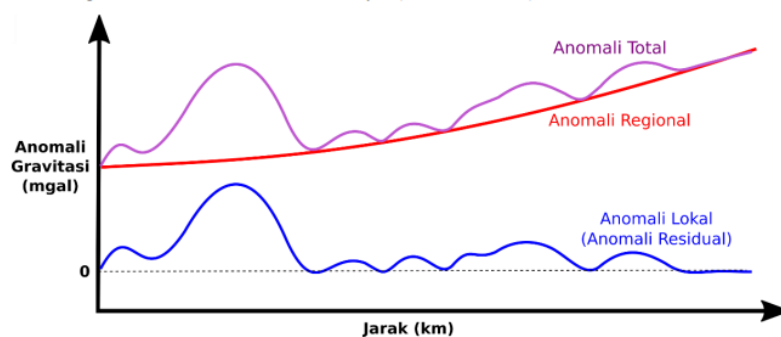
dimana $\rho(\alpha, \beta, h)$ adalah distribusi kontras densitas yang meliputi bidang $z = h$, G adalah konstanta gravitasi umum, z adalah sumbu tegak dengan arah positif ke bawah, h adalah kedalaman ekuivalen titik-titik massa (sumber pengganti) dari permukaan (Dampney, 1969).



Gambar 2. 13 Sumber Ekuivalen Titik Massa (Setyawan, 2005).

2.8 Pemisahan Anomali Residual dan Regional

Nilai anomali gravitasi *Bouguer* lengkap diakibatkan oleh berbagai kemungkinan sumber anomali di bawah permukaan dengan kontras densitas dan kedalaman yang berbeda-beda, dimana salah satu dari sumber anomali tersebut merupakan target dalam suatu penelitian dengan metode gravitasi. Dalam penelitian ini target yang ingin diteliti adalah anomali lokal atau residual. Dengan demikian data Anomali *Bouguer* lengkap perlu dipisahkan dari efek gravitasi akibat anomali regional. Anomali regional umumnya berasal dari sumber anomali yang lebih dalam sehingga anomali regional memiliki lebar anomali yang lebih besar dibandingkan lebar anomali residualnya (Gambar 2.14).



Gambar 2. 14 Anomali total, regional dan lokal (Sudrajat, 2018)

Dalam pemisahan anomali regional-residual ini digunakan metode *Upward Continuation*. Kontinuitas keatas (*upward continuation*) adalah langkah perubahan

data medan potensial yang diukur pada suatu level permukaan menjadi data yang seolah-olah diukur pada level permukaan yang lebih atas. Metode ini digunakan karena dapat mentransformasi medan potensial yang diukur pada suatu permukaan sehingga medan potensial ditempat lain di atas permukaan pengukuran dan cenderung menonjolkan anomali yang disebabkan oleh sumber yang dalam (efek regional) dengan menghilangkan atau mengabaikan anomali yang disebabkan oleh sumber yang dangkal (efek residual), dan hasil dari metode ini adalah anomali regionalnya. Anomali residual diperoleh dengan menghitung selisih anomali bouguer terhadap anomali regional.(Telford dkk., 1990).

2.9 Rapat Massa Batuan

Menurut Septian, 2020 menyatakan bahwa rapat massa (*density*) batuan merupakan besaran utama dalam menentukan nilai percepatan gravitasi. Variasi rapat massa pada batuan sedimen yang disebabkan oleh tekanan gaya tektonik. Ada beberapa faktor yang dapat memengaruhi densitas batuan diantaranya, rapat massa butir pembentuknya, porositas, kandungan fluida yang mengisi pori-pori, serta pemadatan akibat tekanan dan pelapukan yang dialami batuan tersebut. Rapat massa batuan ditunjukkan oleh tabel 2.1

Tabel 2. 1 Rapat Massa Batuan (Telford, 1990)

Tipe Batuan	Rentang Densitas (g/cm³)	Rata-rata (g/cm³)
Batuan Sedimen		
Overbunden	1,2-2,4	1,92
Tanah	1,2-2,4	1,92
Lumpur	1,63-2,60	2,21
Kerikil	1,7-2,3	2,0
Pasir	1,7-2,3	2,0
Batuan Pasir	1,61-2,76	2,35
Serpih	1,77-3,20	2,40
Lempung	1,93-2,90	2,55
Dolomit	2,28-2,90	2,70
Batuan Beku		
Riolit	2,35-2,70	2,52
Andesit	2,4-2,8	2,61
Granit	2,50-2,81	2,64

Granodiorit	2,67-2,89	2,73
Propori	2,60-2,89	2,74
Kuarsa diorit	2,62-2,96	2,79
Diorit	2,72-2,99	2,85
Lava	2,80-3,00	2,90
Diabas	2,5-3,2	2,91
Basal	2,7-3,3	2,99
Gabro	2,7-3,5	3,02
Periodotit	2,78-3,37	3,15
Asam Beku	2,30-3,11	2,16
Basa Beku	2,09-3,17	2,17
Batuan Metamorf		
Kuarsit	2,5-2,7	2,6
Sekis	2,39-2,90	2,64

2.10 Data Gravitasi GGMplus (*Global Gravity Model Plus*)

Data gravitasi GGMplus merupakan model medan gravitasi bumi secara global yang disediakan oleh *Curtin University*. Data GGMplus disajikan dalam bentuk matriks ukuran $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ dan memberikan gambaran medan gravitasi terkomputerasi pada 0,00 deg (7,2 arc-detik, dengan resolusi 220m searah lintang) untuk semua area daratan bumi dalam jarak 60 lintang geografis, zona laut ~ 10 km yang berdampingan di sepanjang garis pantai. Data ini merupakan hasil analisis yang dilakukan oleh *Curtin University (Perth, Western Australia)* dan *Technical University Of Munich (Germany)* dengan mengkombinasikan 3 data gravitasi yang menjadi kunci utama yaitu data gravitasi satelit GRACE dan GOCE (resolusi ~ 10000 km menjadi ~ 100km), EGM2008 (resolusi ~ 100km menjadi ~ 10km), dan gravitasi topografi berupa efek gravitasi oleh model *high-pass filtered Terrain* (resolusi ~10km menjadi ~250m) (Gambar 2.15) (Hirt dkk., 2013).



Gambar 2. 15 Sistem satelit GRACE dan GPS (<http://www.csr.utexas.edu/grace/>)

Satelit GOCE mengukur medan gravitasi bumi dengan menggunakan gradiometer. Gradiometer terdiri dari tiga pasang akselerometer identik yang dipasang pada tiga lengan yang ortogonal. Hal ini memungkinkan pengukuran secara simultan dari enam komponen medan gravitasi yang independen namun komplementer. Sinyal yang diukur adalah perbedaan percepatan gravitasi di dalam pesawat ruang angkasa dengan sinyal gravitasi merepresentasikan gaya tarik medan gravitasi yang bervariasi akibat pegunungan, lembah, zona subduksi, dan *inhomogenitas* mantel, dan lain-lain.

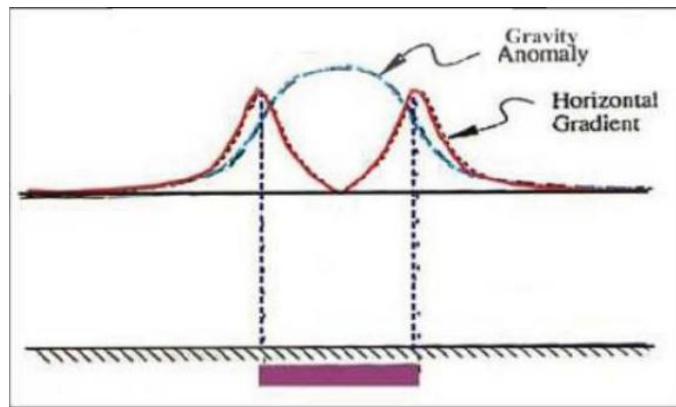
Earth Gravitational Model 2008 (EGM 2008) adalah sebuah model harmonik spheris dari potensial gravitasi bumi yang digunakan untuk menentukan undulasi geoid pada suatu posisi. EGM 2008 juga salah satu solusi untuk mendapatkan data tinggi orthometrik dengan metode pengukuran *GPS Levelling*. Pengukuran *GPS levelling* ini diterapkan terutama pada lokasi yang jauh jangkauannya dari sebaran Jaring control Vertikal. Kelebihan dari data GGMPlus ini dibanding pengukuran data lapangan yaitu tidak memerlukan biaya dan dapat melakukan perluasan wilayah penelitian dengan mudah (Simamora, 2017).

Model medan gravitasi EGM2008 merupakan model medan gravitasi yang diperoleh dari perpaduan data satelit SIO/NOAA, altimetri DNSC07, GRACE, ArcGP, NGA LSC, serta data survey lapangan (Sudrajad, 2018). Data gravitasi GGMplus yang digunakan dalam penelitian ini merupakan data gravitasi observasi. Sehingga pengolahannya untuk mendapatkan anomali bouguer lengkap perlu dilakukan koreksi teoritis yang meliputi koreksi udara bebas dan koreksi topografi berupa koreksi bouguer dan koreksi medan.

2.11 Analisis derivatif

2.11.1 Derivatif Horizontal (*Gradien Horizontal*)

Horizontal derivatif pada data anomali gravitasi didefinisikan sebagai perubahan nilai medan gravitasi dari satu titik ke titik lainya pada jarak tertentu. *Analisis derivatif horizontal* dapat dilakukan pada orde pertama (*first horizontal derivatif*) maupun orde kedua (*second horizontal derivatif*). FHD (*First horizontal derivative*) memiliki karakteristik tajam berupa nilai maksimum atau minimum pada kontak benda anomali pada arah horizontal sebagaimana yang ditunjukkan pada gambar 2.16 sehingga dapat digunakan untuk mendelineasi suatu batas struktur (Cordell, 1979).



Gambar 2. 16 *First horizontal derivative* terhadap anomali gravitasi pada model tabular (Blakely,1996).

Metode ini dapat digunakan untuk mendelineasi struktur bawah permukaan yang dangkal maupun yang dalam. Amplitudo dari *horizontal* gradien ditunjukkan sebagai berikut :

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial r} = \left(\left(\frac{\partial \Delta g}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta g}{\partial y} \right)^2 \right)^{1/2} \quad (2.17)$$

Turunan *horizontal* lebih juga dapat diaplikasikan dengan menggunakan perhitungan secara diskrit. Untuk data dua dimensi, misalnya nilai $g(i,j)$ $i=1,2,3,\dots$, $J=1,2,3,\dots$, yang menunjukkan perhitungan diskrit adalah $g(x,y)$ pada titik i,j diberikan oleh persamaan:

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial r} \approx \delta_r^- \Delta g \equiv \frac{\Delta g_{i,j} - \Delta g_{i-1,j}}{\Delta x} \cdot \cos a + \frac{\Delta g_{i,j} - \Delta g_{i,j-1}}{\Delta y} \cdot \sin a \quad (2.18)$$

atau

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial r} \approx \delta_r^+ \Delta g \equiv \frac{\Delta g_{i+1,j} - \Delta g_{i,j}}{\Delta x} \cdot \cos a + \frac{\Delta g_{i,j+1} - \Delta g_{i,j}}{\Delta y} \cdot \sin a \quad (2.19)$$

Selanjutnya dari analisis derivatif horisontal orde ke-1 (*FHD*) dapat dicari nilai gradien dari data 2 titik data *FHD* yang berdekatan, sehingga berdasarkan persamaan (2.17), (2.18) dan (2.19) turunan kedua arah horisontal dapat dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial r^2} = \sqrt{\left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 g}{\partial y^2}\right)^2} \quad (2.20)$$

Atau secara perhitungan diskrit dapat dituliskan sebagai

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial r^2} \approx \frac{\{\delta_x^+ \Delta g - \delta_x^- \Delta g\}}{\Delta r} \approx \frac{\left\{\frac{\partial \Delta g}{\partial r} - \frac{\partial \Delta g}{\partial r}\right\}}{\Delta r} \quad (2.21)$$

Kurva persamaan (2.20) dan (2.21) ini akan menunjukkan nilai 0 saat melalui batas struktur geologi (Telford, W. M., dkk, 1990). Perubahan nilai biasa disebut sebagai derivatif horisontal orde ke-2 (*Second Horizontal Derivatif*).

2.11.2 Second Vertikal Derivatif

Metode *Second Vertical Derivative* (SVD) merupakan turunan orde kedua vertikal. Analisis derivatif yang digunakan untuk mengetahui jenis sesar. Metode ini menentukan jenis sesar dengan bantuan peta geologi regional daerah penelitian, yaitu dengan cara *slicing* keberadaan sesar yang nampak pada peta geologi (Hartati, 2012).

Analisis anomali dengan SVD dilakukan dengan menggunakan filter operasi matriks elkins. Metode ini bersifat *high pass* filter, sehingga dapat menggambarkan anomali residual yang berasosiasi dengan struktur dangkal yang dapat digunakan dalam identifikasi jenis sesar (Fitriani dkk., 2020). *Perhitungan Second Vertikal Derivatif* diturunkan langsung dari Persamaan Laplace untuk anomali gravitasi di permukaan, dengan persamaan. :

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \quad (2.22)$$

$$\nabla^2(\Delta g) = \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} \quad (2.23)$$

maka persamaan menjadi :

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = -\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} \quad (2.24)$$

Analisis struktur peta SVD dilakukan dengan penarikan slice. Setelah di slice kita dapat menentukan jenis sesar dari slice profil lintasan yang kita perkirakan akan tegak lurus dengan struktur geologi.