

**IDENTIFIKASI STUKTUR BAWAH PERMUKAAN DAN SUB-
CEKUNGAN DAERAH TAMINABUAN PROVINSI PAPUA
BARAT MENGGUNAKAN METODE GAYABERAT**

(Skripsi)

Oleh

**Lopia Santri
2015051037**



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2024**

**IDENTIFIKASI STUKTUR BAWAH PERMUKAAN DAN SUB-
CEKUNGAN DAERAH TAMINABUAN PROVINSI PAPUA
BARAT MENGGUNAKAN METODE GAYABERAT**

Oleh

Lopia Santri

Skripsi

Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Mencapai Gelar

SARJANA TEKNIK

Pada

Jurusan Teknik Geofisika

Fakultas Teknik Universitas Lampung



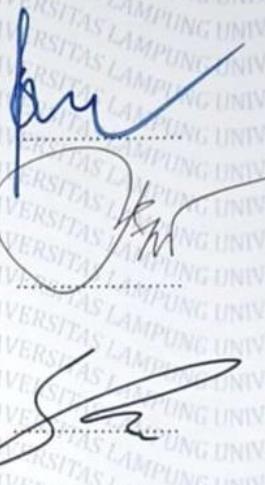
**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2024**



MENGESAHKAN

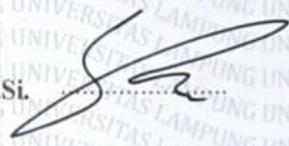
1. Tim Pengaji

Ketua : **Dr. Alimuddin Muchtar, S.Si., M. Si.**



Sekretaris : **Ir. Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.**

Anggota : **Dr. Ir. Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si.**



2. Dekan Fakultas Teknik



Dr. Eng. Helmy Fitriawan, S.T., M.Sc. J

NIP.197509282001121002

Tanggal Ujian Skripsi : 15 Maret 2024

ABSTRAK

IDENTIFIKASI STUKTUR BAWAH PERMUKAAN DAN SUB-CEKUNGAN DAERAH TAMINABUAN PROVINSI PAPUA BARAT MENGGUNAKAN METODE GAYABERAT

Oleh

Lopia Santri

Taminabuan merupakan daerah pertemuan antara lempeng yaitu lempeng Australia dan lempeng Pasifik. Akibat dari tumbukan dari kedua lempeng ini menghasilkan tatanan tektonik yang kompleks di daerah Taminabuan seperti patahan dan sub-cekungan. Salah satu metode yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi patahan dan sub-cekungan adalah metode gayaberat. Metode gayaberat didasarkan pada anomali gayaberat yang muncul karena adanya variasi rapat massa batuan bawah permukaan. Oleh karena itu, dilakukan penelitian untuk mengetahui struktur geologi bawah permukaan dan sub-cekungan daerah penelitian. Data yang digunakan pada penelitian ini sebanyak 117928 data, kemudian dilakukan koreksi-koreksi. Adapun hasil hasil dari anomali Bouguer lengkap yaitu bernilai 35,8 mGal sampai 70,1 mGal. Pemisahan dilakukan dengan analisis spektrum menggunakan 6 lintasan dan *filter moving avarage*, sehingga didapatkan anomali regional dan residual. Berdasarkan peta anomali residual terdapat 9 sub-cekungan pada daerah penelitian. Untuk mengidentifikasi patahan digunakan analisis derivatif sebanyak 2 lintasan. Lintasan 1 terdapat 1 patahan terkonfirmasi peta geologi, lintasan 2 dan lintasan 3 terdapat 7 patahan terkonfirmasi peta geologi. Berdasarkan hasil *forward modelling* lintasan 1, 2 dan 3 terdiri atas 3 lapisan dengan batuan penyusun berupa batugamping, batupasir, dan *basement*. Hasil *inverse modelling* didapatkan densitas rendah dan tinggi di daerah penelitian dengan nilai 1,27 gr/cc hingga 2,98 gr/cc.

Kata Kunci: Taminabuan, Sub-cekungan, Sesar, Analisis *derivative*, *Forward Modelling*, *Inverse Modelling*.

ABSTRACT

IDENTIFICATION OF SUBSURFACE STRUCTURES AND SUB-BASINS OF TAMINABUAN AREA OF WEST PAPUA PROVINCE USING THE GRAVITY METHOD

By
Lopia Santri

Taminabuan is an area where the Australian plate and the Pacific plate meet. As a result of the collision of these two plates, it produces a complex tectonic order in the Taminabuan region such as faults and sub-basins. One method that can be used to identify faults and sub-basins is the gravity method. The gravity method is based on gravity anomalies that arise due to variations in subsurface rock mass density. Therefore, research was conducted to determine the subsurface geological structure and sub-basin of the study area. The data used in this study were 117928 data, then corrections were made. The results of the complete Bouguer anomaly are worth 35.8 mGal to 70.1 mGal. Separation is done by spectrum analysis using 6 passes and moving average filters, so that regional and residual anomalies are obtained. Based on the residual anomaly map, there are 9 sub-basins in the study area. To identify faults, derivative analysis is used for 2 passes. Track 1 has 1 confirmed fault on the geological map, track 2 and track 3 have 7 confirmed faults on the geological map. Based on the results of forward modeling of track 1, 2 and 3 consist of 3 layers with constituent rocks in the form of limestone, sandstone, and basement. The inverse modeling results obtained low and high densities in the study area with values of 1.27 gr/cc to 2.98 gr/cc.

Keywords: *Taminabuan, Sub-basin, Fault, Analysis Derivative, Forward Modelling, Inverse Modelling.*

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa isi dalam skripsi dengan judul “Identifikasi Struktur Bawah Permukaan dan Sub-Cekungan Daerah Taminabuan Provinsi Papua Barat Menggunakan Metode Gayaberat” merupakan hasil karya mandiri dan tidak terdapat karya pihak lain yang diakui sebagai karya sendiri.

Apabila pernyataan ini tidak benar, maka saya bersedia diberikan sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku

Bandar Lampung, 20 Maret 2024



RIWAYAT HIDUP



Nama saya Lopia Santri berasal dari Kerinci, Jambi. Saya lahir di Pulau Sangkar Kecamatan Bukit Kerman Kabupaten Kerinci Provinsi Jambi pada tanggal 18 April 2002. Penulis merupakan anak ketiga dari tiga bersaudara dari pasangan Halim dan Gusmaidar. Penulis menganut agama Islam.

Penulis pernah menempuh pendidikan di TK R.A Salsabila lulus pada tahun 2008, kemudian melanjutkan pendidikan di SDN 285/III Pulau Sangkar lulus pada tahun 2014, setelah itu penulis melanjutkan pendidikan SMPN 12 Kerinci lulus pada tahun 2017, penulis melanjutkan pendidikan SMAN 2 Sungai Penuh pada tahun 2017-2018, kemudian pindah ke SMAN 8 Kerinci pada tahun 2018 dan lulus pada tahun 2020.

Penulis melanjutkan pendidikan di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung pada tahun 2020, kemudian penulis mengambil kosentrasi dalam bidang gayaberat dan melakukan penelitian tugas akhir dengan menggunakan metode gayaberat untuk identifikasi struktur bawah permukaan dan sub-cekungan daerah Taminabuan.

Selama menempuh pendidikan, penulis mendapatkan banyak pengalaman hidup yang sangat bermanfaat baik pengalaman akademik maupun non-akademik. Untuk itu, penulis mengucapkan terimakasih kepada orang tua, keluarga, dan teman-teman yang telah memberikan bantuan baik secara moril maupun materil.

MOTTO

Setiap hari bagaikan sebuah cerita baru dengan garis-garis tak tertulis dan tidak peduli cuacanya, semua akan baik-baik saja.

Aku tahu hidupku tidak sempurna, tapi aku tidak perlu khawatir dan aku suka apa yang terjadi karena aku punya semua yang aku butuhkan.

Ada hal-hal dalam hidup yang tidak bisa dibeli dengan uang yaitu kebahagiaan dan cinta tidak ada harganya serta semua orang-orang baik yang mengelilingiku setiap hari.

TERIMAKASIH ALLAH SUBHANAHUAWATA'ALA ATAS KEHIDUPAN YANG BAIK.

PERSEMPAHAN

Skripsi ini saya dedikasikan kepada keluarga tercinta terutama orang tua tercinta, Bapak Halim dan Ibu Gusmaidar yang telah memberikan cinta serta dukungan penuh kepada saya dan abang-abang saya, Handi Galbrata, S.Sos., dan Iguh Syahputra, S.Hut., yang selalu mendengarkan keluh kesah dan memberikan dukungan moril dan materil, serta untuk orang-orang terdekatku tersayang dan untuk almamater hijau kebanggaanku.

SANWACANA

Puji syukur tak lupa penulis panjatkan atas kehadiran Allah Subhanahu Wa Ta’ala, Tuhan yang maha pengasih dan maha penyayang, karena atas limpahan rahmat dan karunia-Nya penulis dapat menyelesaikan Laporan Kerja Praktik ini. Shalawat serta salam semoga selalu tercurahkan kepada suri tauladan Rasulullah Muhammad Sallallahu Alaihi Wa Sallam beserta para sahabatnya dan kita selaku umatnya.

Adapun dalam penyelesaian Skripsi ini, terdapat banyak sekali yang terlibat, yang mana pada kesempatan kali ini penulis ingin mengucapkan terimakasih kepada:

1. Allah Subhanahu Wa Ta’ala dan Rasulullah Muhammad Sallallahu Alaihi Wa Sallam atas segala rahmat dan hidayahnya selama pengolahan dan penulisan skripsi.
2. Kedua orang tua tercinta yang selalu menyayangi dengan sepenuh hati dan tiada hentinya memberikan dukungan, semangat, do’ a, dan segala yang terbaik untuk anaknya. Terimakasih Papa Halim dan mama Gusmaidar yang selalu mendengarkan cerita Santri dan menjadi sandaran ternyaman untuk Santri, sehingga dapat menyelesaikan skripsi ini dengan lancar.
3. Kedua abangku, Abang Handi dan Ngah Iguh yang selalu mendukung setiap kegiatan, memberikan semangat, membantu setiap dibutuhkan, dan menjadi pendengar yang baik.
4. Om aku, Guswanto yang selalu memberikan *support*, menjaga Santri selama di Lampung, dan selalu memperhatikan setiap kegiatan Santri.
5. Om dan Tanteku yang selalu memberikan *support* dan dukungan penuh kepada Santri.
6. Keponakanku, Fathiya Nuha Khadira, Ahsanul Kamil, Nazifatul Fitrah, dan Atika (Gendut) yang selalu menjadi motivasi dalam setiap kegiatan.

7. Abang dan kakak sepupuku yang selalu menjagaku, mendengarkan keluh-kesahku, memberikan motivasi, dan selalu bilang “Santri pasti bisa”.
8. Bapak Karyanto, S.Si., M.T., selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
9. Bapak Ilham Dani, S.T., M.T., selaku Pembimbing Akademik di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
10. Bapak Dr. Alimuddin Muchtar, S.Si., M.Si., selaku pembimbing 1, yang telah meluangkan waktu di sela-sela kesibukannya untuk memberikan ilmu yang bermanfaat, pengarahan dan banyak masukan dalam pengerjaan Skripsi.
11. Bapak Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T., selaku pembimbing 2, yang membantu memberikan bimbingan, ilmu, saran dan arahan dalam pengerjaan Skripsi.
12. Bapak Dr. Ir. Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si., selaku penguji yang telah memberikan kritik, saran, dan bimbingan dalam setiap perbaikan Skripsi.
13. Seluruh dosen Teknik Geofisika Universita Lampung yang telah mendidik serta memberikan banyak ilmu dan wawasan.
14. Nisa Fitriyani yang selalu mendengarkan keluh-kesah, memberikan saran, sahabat yang baik, selalu membantu dalam hal apapun, dan sangat humoris.
15. Langnanda Eka Kurnia Putri Sopan yang selalu menemani saat proses pembuatan TA, selalu menghibur, pendengar yang baik, dan sangat *humble*.
16. Mutiara Aprillia Ayu yang telah memberikan dukungan, bantuan, pendengar yang baik.
17. Muhamad Aditya yang telah memback-up selama perkuliahan dan jadi *team work* yang baik.
18. Tim Lab PPDG (Bapak dosen, abang-kakak dan teman-teman) yang telah menemani disetiap proses pembuatan laporan TA. Bangga banget bisa gabung di Lab PPDG dan menjadi bagian dari orang-orang hebat.
19. Rezky, Komti, Fiko, Damar, Rayya, Dwi Mifta, Rehan Hendri, Rinda, kak Ledia, Izrido, teguh bang Tecto, Bang Andiko, Bang Nanda, Bang Joy, bang Ikram, bang Eet, Bang Cuyung, Bang Jefri, Bang Billy yang telah memback-up dalam banyak hal.

20. Keluarga Teknik Geofisika 2020 (PATAKIS) yang telah menemanii selama berproses, banyak hal yang telah dilewati bersama dan itu merupakan pengalaman yang sangat berharga. Terimakasih sudah hadir serta memberikan dukungan dan semangat. PATAKIS RUMAH YANG HEBAT.
21. Hima TG Bhuwana, tempat berproses yang sangat luar biasa.
22. Serta semua pihak yang terlibat, penulis mengucapkan terimakasih.

Penulis menyadari bahwa skripsi ini belum sempurna, sehingga kritik dan saran yang membangun diharapkan demi perbaikan selanjutnya. Semoga skripsi ini dapat bermanfaat bagi pembaca.

Bandar Lampung, 20 Maret 2024

Penulis,

Lopia Santri
NPM.2015051037

DAFTAR ISI

	Halaman
LEMBAR PENGESAHAN	ii
ABSTRAK	v
ABSTRACT	vi
PERNYATAAN.....	vii
RIWAYAT HIDUP.....	viii
MOTTO	ix
SANWACANA.....	xi
DAFTAR ISI.....	xiii
DAFTAR GAMBAR.....	xvii
I. PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Tujuan Penelitian.....	2
1.3 Batasan Masalah.....	3
1.4 Manfaat Penelitian.....	3
II. TINJAUAN PUSTAKA.....	4
2.1 Lakasi Daerah Penelitian.....	4
2.2 Tektonik, Fisiografi dan Geologi Regional Daerah Penelitian	6
2.2.1 Tektonik dan Fisiografi Daerah Penelitian.....	6
2.2.2 Geologi Daerah Penelitian	9
III. TEORI DASAR	11
3.1 Metode Gayaberat	11

3.2 Konsep Metode Gaya Berat	12
3.2.1 Gaya Gravitasi Newton.....	12
3.2.2 Percepatan Gravitasi	12
3.2.3 Potensial Gayaberat	13
3.2.4 Rapat Massa Batuan	15
3.3 Koreksi-Koreksi Gaya Berat	19
3.3.1 Perhitungan Gayaberat Observasi.....	19
3.3.2 Koreksi Lintang (<i>Latitude Correction</i>).....	19
3.3.3 <i>Free Air Correction</i> (Koreksi Udara Bebas)	21
3.3.4 Koreksi Bouguer.....	23
3.3.5 <i>Terrain Correction</i> (Koreksi Medan)	24
3.3.6 Penentuan Densitas Bouguer	30
3.3.6.1 Metode Nettleton.....	30
3.3.6.2 Metode Parasnus	32
3.4 Anomali Bouger	34
3.5 Anomali Bouguer Lengkap (ABL).....	34
3.6 Analisis Spektrum	35
3.7 Pemisahan Anomali.....	38
3.8 Filter <i>Moving Avarage</i>	38
3.9 Pemodelan Gayaberat.....	40
3.9.1 <i>Forward Modelling</i>	40
3.9.2 <i>Inverse Modelling</i>	41
3.10 Analisis <i>Derivative</i>	44
3.10.1 <i>First Horizontal Derivative</i> (FHD).....	44
3.10.2 <i>Second Vertical Derivative</i> (SVD)	44
3.11 Metode Gayaberat untuk Identifikasi Patahan	47

3.12 Metode Gayaberat Untuk Identifikasi Cekungan	47
IV. METODE PENELITIAN.....	49
4.1 Waktu dan Tempat Penelitian	49
4.2 Alat dan Bahan	49
4.3 Jadwal Kegiatan	51
4.4 Prosedur Penelitian.....	52
4.5 Diagram Alir.....	58
V. HASIL DAN PEMBAHASAN	60
5.1 Topografi Daerah Penelitian	60
5.2 Peta Gravitasi Observasi	61
5.3 Gravitasi Normal	62
5.4 <i>Free Air Correction</i> (FAC)	63
5.5 Anomali Udara Bebas (FAA).....	64
5.6 Penentuan Densitas Rata-rata	65
5.7 Koreksi Bouguer.....	66
5.8 Anomali Bouguer Sederhana (ABS)	67
5.9 Koreksi Terrain.....	68
5.10 Anomali Bouguer Lengkap (ABL).....	69
5.11 Analisis Spektrum	72
5.11.1 Lintasan Analisis Spektrum	73
5.11.2 Perhitungan Kedalaman ABL Regional-Residual.....	73
5.12 <i>Moving Average</i>	75
5.13 Anomali Regional.....	75
5.14 Anomali Residual	76
5.15 Identifikasi Sub-cekungan	77
5.16 Identifikasi Patahan	78

5.16.1 <i>First Horizontal Derivative</i> (FHD)	78
5.16.2 <i>Second Vertical Derivative</i> (SVD)	79
5.16.3 Analisis <i>Derivative</i>	80
5.17 <i>Forward Modelling</i> 2D	87
5.17.1 Model Penampang Lintasan 1	88
5.17.2 Model Penampang Lintasan 2	91
5.17.3 Model Penampang Lintasan 3	94
5.18 <i>Inverse Modelling</i> 3D	97
VI. KESIMPULAN DAN SARAN.....	101
6.1 Kesimpulan.....	101
6.2 Saran	102
DAFTAR PUSTAKA	103
LAMPIRAN.....	109

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Peta lokasi penelitian.....	5
2. Tektonik regional Papua (Sapiie dkk., 1999)	8
3. Peta geologi regional Taminabuan (Sukanta dan Pigram, 1989).	10
4. Gaya tarik menarik antara dua benda (Grandis, 2009).	12
5. Potensial dan kuat medan massa 3 dimensi (Maulana, 2012).....	14
6. percepatan sentrifugal dan variasi gravitasi dengan garis lintang (tidak untuk skala (Reynold, 1997).....	19
7. Resultan percepatan sentrifugal (g') dan percepatan akibat gravitasi (g) (tidak dalam skala); garis lintang geografis (geodetik) ϕ (Robinson dan Coruh, 1988).	20
8. Skematik model perubahan nilai gayaberat akibat perubahan tinggi. Nilai gayaberat observasi semakin berkurang dengan kenaikan ketinggian (Reynolds, 1997).....	21
9. Koreksi udara bebas terhadap data gayaberat (zhou dkk., 1990).....	22
10. Perbedaan referensi tinggi pada koreksi ketinggian (koreksi udara bebas) (Sarkowi, 2014).....	23
11. Koreksi Bouguer (Zhou dkk., 1990)	24
12. Pengaruh bukit dan lembah terhadap pengukuran gravitasi, yang menggambarkan perlunya koreksi medan (Reynolds, 1997).	25
13. Efek topografi dalam komponen arah vertikal (Sarkowi, 2014).....	26
14. Sistem koordinat silinder lempeng Bouguer untuk menghitung koreksi terrain (Sarkowi, 2014).....	27
15. Metode perhitungan koreksi terrain dengan pendekatan Hammer Chart (Sarkowi, 2014).....	28

16. Sketsa perhitungan koreksi terrain dengan metode grid (Sarkowi, 2014)	29
17. Estimasi rapat massa dengan metode Nettleton (Telford dkk., 1990).....	31
18. Nilai grafik estimasi densitas Bouguer dengan metode Nettleton (Sarkowi, 2014).....	32
19. Grafik yang menunjukkan hubungan antara $G_{obs} - g\theta + 0.3086h$ dan $2\pi Gh\rho$ (Sarkowi, 2011).....	33
20. Contoh grafik estimasi densitas Bouguer dengan metode Parasnis (Sarkowi, 2014).....	33
21. Kurva $\ln A$ terhadap k (Blakely, 1996)	38
22. Sketsa moving average 2-D jendela 5 5 (Robinson, 1988).....	39
23. Model bawah permukan lintasan Barat-Timur diturunkan dari anomali Bouguer lengkap (Sarkowi, 2014).....	41
24. Efek potensial gayaberat di titik p (Sarkowi, 2014).....	43
25. Benda prisma tegak (Sarkowi, 2014)	43
26. Respon analisa SVD pada struktur geologi (Reynolds, 1997)	46
27. Penentuan batas-batas koordinat lokasi penelitian (Yufajjru, 2022).....	52
28. Website data gravitasi GGMplus.....	53
29. Grafik densitas Nettleton.....	55
30. Grafik densitas Parasnis	55
31. Diagram Alir Penelitian.....	59
32. Peta topografi daerah penelitian.....	61
33. Peta gravitasi observasi daerah penelitian.....	61
34. Peta gravitasi normal daerah penelitian.	63
35. Peta Free Air Correction (FAC) daerah penelitian.	64
36. Peta Free Air Anomaly (FAA) daerah penelitian.	65
37. Grafik hasil perhitungan nilai densitas rata-rata metode Parasnis.	66
38. Grafik hasil perhitungan nilai densitas rata-rata metode Nettleton.	66
39. Peta koreksi Bouguer daerah penelitian.....	67
40. Peta anomali Bouguer sederhana daerah penelitian.....	68
41. Peta koreksi terrain daerah penelitian.	69
42. Peta anomali Bouguer lengkap (ABL) Kabupaten Taminabuan Provinsi Papua Barat	70

43. Peta overlay anomali Bouguer lengkap dan geologi regional daerah penelitian	71
44. Lintasan analisis spektrum anomali Bouger lengkap	72
45. Analisis spektrum pada lintasan 1 sampai 6	73
46. Peta anomali regional Kabupaten Taminabuan Provinsi Papua Barat	75
47. Peta anomali residual Kabupaten Taminabuan Provinsi Papua Barat	76
48. Peta Sub-Cekungan dari anomali residual Kabupaten Taminabuan Provinsi Papua Barat	77
49. Peta overlay Sub-Cekungan dengan administrasi Kabupaten Taminabuan Provinsi Papua Barat	78
50. Peta First Horizontal Derivative (FHD) Kabupaten Taminabuan Provinsi Papua Barat	79
51. Peta Second Vertical Derivative (SVD) Kabupaten Taminabuan Provinsi Papua Barat	80
52. Peta geologi overlay SVD pada daerah Taminabuan, Papua Barat	81
53. Kurva analisis derivatif lintasan 1	83
54. Analisis derivatif lintasan 2	85
55. Kurva analisis derivatif lintasan 3	86
56. Model penampang 2D lintasan 1	89
57. Korelasi analisis derivatif lintasan 1 dengan model penampang 2D	90
58. Model penampang 2D lintasan 2	92
59. Korelasi analisis derivatif lintasan 2 dengan model penampang 2D	93
60. Model penampang 2D lintasan 3	95
61. Korelasi analisis derivatif lintasan 3 dengan model penampang 2D	96
62. Model distribusi densitas inversi 3D	97
63. Korelasi pemodelan 2D dan pemodelan 3D lintasan 1	98
64. Korelasi pemodelan 2D dan pemodelan 3D lintasan 2	99
65. Korelasi pemodelan 2D dan pemodelan 3D lintasan 3	99
66. Model distribusi densitas pada kedalaman 1100 m, 2200 m, 3300 m, dan 4400 m	100

DAFTAR TABEL

Table	Halaman
1. Nilai densitas batuan (Telford dkk., 1990).....	16
2. Nilai densitas mineral (Telford, 1990)	17
3. Tipe-tipe operator filter SVD (Sarkowi, 2010)	45
4. Alat dan bahan penelitian	49
5. Jadwal kegiatan penelitian	51
6. Kedalaman regional dan kedalaman residual lintasan 1 sampai 6.....	74
7. Bilangan gelombang (k) dan lebar jendela (N)	74
8. Identifikasi patahan berdasarkan peta gologi daerah penelitian.	81
9. Jenis patahan Lintasan 1.....	82
10. Analisis <i>derivative</i> lintasan 2.	84
11. Analisis <i>derivative</i> lintasan 3.....	86

I. PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Taminabuan provinsi Papua Barat terletak di bagian timur Indonesia, merupakan wilayah yang dikenal dengan fitur geologi yang kompleks dan aktivitas tektonik yang beragam. Wilayah ini ditandai dengan pertemuan beberapa lempeng tektonik, termasuk lempeng Australia, Pasifik, dan Laut Filipina. Lempeng-lempeng tektonik ini telah membentuk berbagai pegunungan, aktivitas vulkanik, dan sub-cekungan (Ufford dan Cloos, 2005). Proses tektonik ini telah menyebabkan terbentuknya Pegunungan Tengah, yang membentang di tengah-tengah Papua Barat dan dicirikan oleh puncak-puncak yang curam dan terjal serta lembah-lembah yang dalam. Sub-cekungan di Papua Barat merupakan hasil dari aktivitas tektonik yang telah terjadi selama jutaan tahun yang memainkan peran penting dalam pengendapan sedimen dan pembentukan sumber daya alam. (Sapiie dan Cloos, 2004).

Akibat dari pergerakan Lempeng Australia dan Samudera Pasifik menyebabkan terjadinya pergerakan mendatar Sesar yang diduga sebagai salah satu penyebab terbentuknya sub-cekungan daerah Taminabuan. Zona sesar Taminabuan merupakan struktur yang berpengaruh terhadap pembentukan sub-cekungan dan berkaitan dengan rotasi Kepala Burung sehingga rotasi yang terjadi di Kepala Burung kemungkinan berkaitan dengan aktifnya Zona Sesar Taminabuan (Riadini, 2009). Patahan Taminabuan merupakan fitur struktural utama. Patahan pada wilayah sering menunjukkan karakteristik sesar mendatar (*strike-slip*) dan/atau sesar naik (*thrust faulting*) karena adanya konvergensi dan tumbukan miring di wilayah ini (Jenkins, 1974). Tektonik dan sub-cekungan di Papua Barat telah membentuk fitur geologi dan telah berkontribusi pada pembentukan deposit mineral berharga, termasuk emas, tembaga, dan minyak.

Untuk memahami fitur geologi bawah permukaan dan sub-cekungan, para ahli geologi menggunakan metode gayaberat, suatu teknik eksplorasi geofisika yang mengukur variasi kecil dalam medan gravitasi bumi yang disebabkan oleh perbedaan rapat massa batuan bawah permukaan (Telford dkk., 1990).

Metode gravitasi memungkinkan untuk menghitung berbagai parameter. Parameter-parameter ini memberikan informasi mengenai distribusi, karakteristik sesar bawah permukaan dan sub-cekungan. Anomali tinggi yang teramati pada data gayaberat dapat dikaitkan dengan aktivitas tektonik dari Busur Banda bagian dalam dan luar di daerah penelitian, serta anomali Bouguer rendah yang teramati pada cekungan sub sedimen berkorelasi dengan baik dengan data survei lapangan, yang mengindikasikan bahwa gravitasi satelit berpotensi untuk menggambarkan cekungan sedimen pada daerah tertentu (Kadir dkk., 2013).

Contoh terapannya termasuk studi di wilayah Laut Sulu di mana kontinuasi gravitasi ke bawah yang dikombinasikan dengan teknik deteksi batas menggambarkan beberapa sesar dan batuan vulkanik/intrusif (Ali dkk., 2018), di Ladang Minyak 'X', Kalimantan Timur, di mana anomali gravitasi yang diintegrasikan dengan data geologi dan sumur membantu mengidentifikasi struktur sesar dan area prospek hidrokarbon (Kadir dkk., 2013), pola struktur dan konfigurasi bawah permukaan cekungan Jawa Barat Utara berdasarkan analisis gayaberat (Setiadi, 2018), cekungan Bintuni, menggabungkan inversi data gravitasi dan magnetik membantu mengkarakterisasi struktur cekungan, termasuk antarmuka sedimen-basal yang penting dan potensi reservoir hidrokarbon (Setiawan dkk., 2021), dan integrasi metode gayaberat dengan data seismik dan geologi untuk mengidentifikasi patahan *strike-slip* pada jalur migrasi hidrokarbon di Ladang Minyak Wiriagar (Purwanto dkk., 2020). Berdasarkan hasil yang telah dilakukan oleh penelitian terdahulu, metode gayaberat efektif digunakan untuk identifikasi sub-cekungan dan struktur bawah permukaan.

1.2 Tujuan Penelitian

Tujuan penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menentukan kedalaman regional dan residual di daerah penelitian dengan menggunakan analisis spektrum.
2. Menentukan sub-cekungan berdasarkan anomali residual.

3. Menganalisis struktur patahan berdasarkan pola residual dengan analisis *First Horizontal Derivative* (FHD) dan *Second Vertical Derivative* (SVD).
4. Mendapatkan model bawah permukaan berdasarkan *forward modelling* 2D dan *inverse modelling* 3D.

1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah dalam penelitian adalah:

1. Data yang digunakan merupakan data sekunder yang didapat dari citra satelit.
2. Pemisahan anomali regional dan residual menggunakan *filter moving average*
3. Identifikasi patahan menggunakan analisis *derivative* data gayaberat.
4. Pemodelan data gayaberat menggunakan *forward modelling* dan *inverse modelling*.

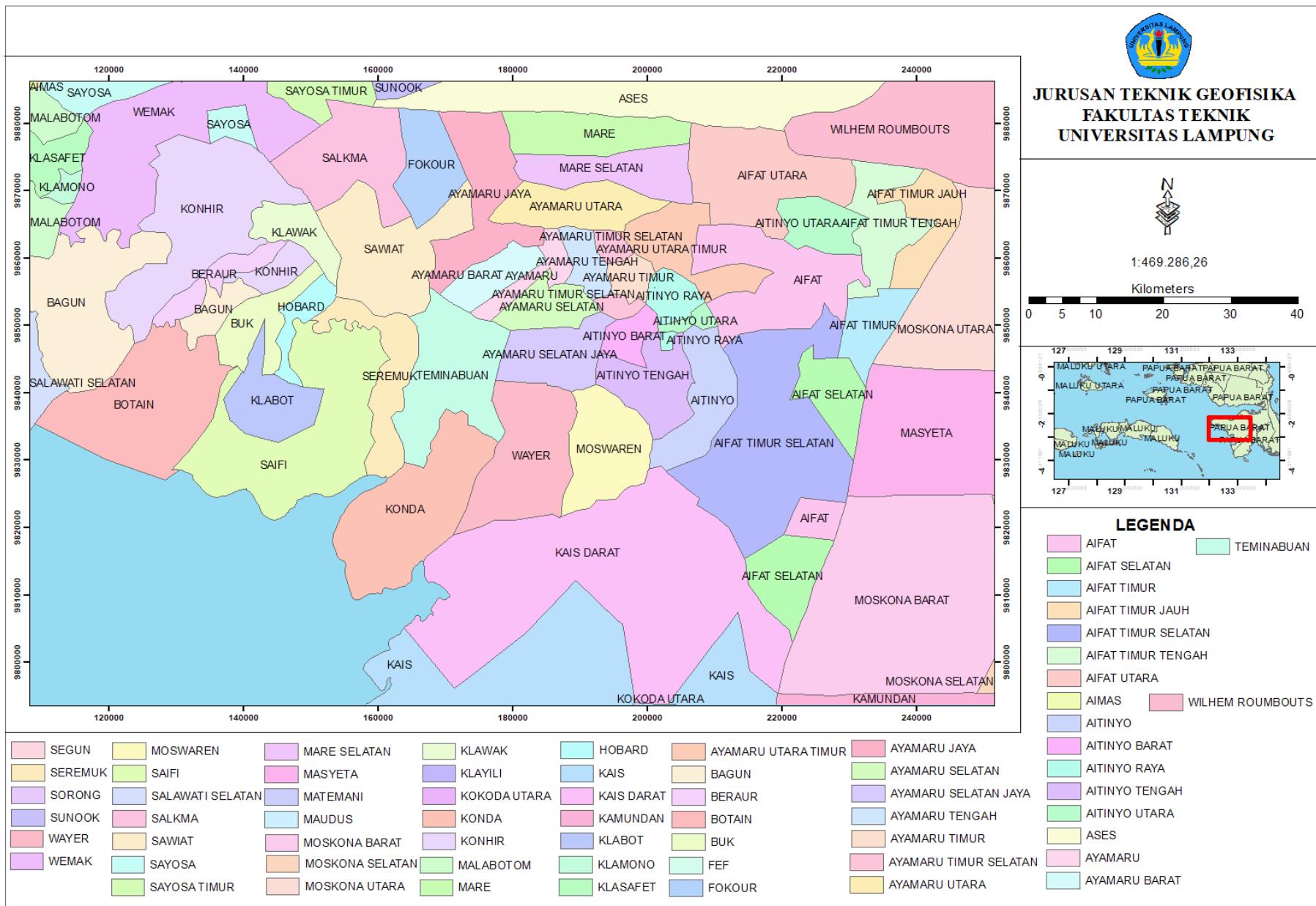
1.4 Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini adalah untuk mendapatkan infomasi mengenai kedalaman regional dan residual, sub-cekungan migas, dan struktur patahan yang terdapat di Kabupaten Taminabuan Provinsi Papua Barat.

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Lakasi Daerah Penelitian

Lokasi penelitian terletak di daerah Taminabuan Provinsi Papua Barat. Secara geografis daerah penelitian terletak di $131^{\circ}30' BT$ sampai $133^{\circ}00' BT$ dan $1^{\circ}00' LS$ sampai $2^{\circ}00' LS$. Daerah Taminbuan terdiri dari 65 kecamatan, diantaranya Kecamatan Aifat, Aifat Selatan, Aifat Timur, Aifat Timur Jauh, Aifat Timur Selatan, Aifat Timur Tengah, Aifat Utara, Aitinyo, Aitinyo Barat, Aitinyo Raya, Aitinyo Tengah, Aitinyo Utara, Ases, Ayamaru, Ayamaru Barat, Ayamaru Jaya, Ayamaru Selatan, Ayamaru Selatan Jaya, Ayamaru Tengah, Ayamaru Timur, Ayamaru Timur Selatan, Ayamaru Utara, Ayamaru Utara Timur, Bagun, Beraur, Botain, Buk, Fokour, Hobard, Kais, Kais Darat, Kamundan, Klabot, Klamono, Klasafet, Klawak, Klayili, Kokoda Utara, Konda, Konhir, Malabotom, Mare, Mare Selatan, Masyeta, Matemani, Maudus, Mawabuan, Meyado, Moskona Barat, Moskona Selatan, Moskona Timur, Moskona Utara, Moswaren, Saifi, Salkma, Sawiat, Sayosa, Sayosa Timur, Seremuk, Sunook, Teminabuan, Wayer, Wemak, Weriagar, Wilhem Roumbouts. Lokasi penelitian dapat dilihat pada **Gambar 1** di bawah ini.



Gambar 1. Peta lokasi penelitian

2.2 Tektonik, Fisiografi dan Geologi Regional Daerah Penelitian

2.2.1 Tektonik dan Fisiografi Daerah Penelitian

Secara umum, Papua dapat dibagi menjadi tiga bagian, yaitu Kepala Burung, Leher, dan Badan. Fokus penelitian berada di Kepala Burung, di mana lempeng Indo-Australia bertemu dengan lempeng samudera Pasifik. Bagian barat Kepala Burung terdiri dari sesar-sesar naik yang terbentuk akibat perubahan arah Zona Sesar Sorong ke arah barat daya.

Di utara Kepala Burung, terdapat sesar utama yang membatasi antara batuan kontinen dan Lempeng Pasifik. Perairan di sebelah utara Kepala Burung dikenal dengan *Trough Manokwari*, yang merupakan depresi asimetris dengan orientasi barat-timur di bagian barat dan tenggara-barat laut di bagian timur. Sesar Ransiki, sebagai bagian dari Zona Sesar Sorong-Yapen, membentuk belokan dari timur Manokwari ke barat di wilayah Kepala Burung, hasil dari aktivitas sesar sebelumnya yang juga menyebabkan deformasi asimetris.

Trough Manokwari merupakan depresi asimetris di utara Kepala Burung, memiliki orientasi barat-timur di bagian barat dan tenggara-barat laut di bagian timur (**Gambar 2**). Meskipun pada tahun 1978 Robinson dan Ratman mengklasifikasikan *Trough Manokwari* sebagai subduksi yang tidak aktif, penelitian yang dilakukan oleh Milsom dan timnya pada tahun 1992a menunjukkan bahwa *Trough Manokwari* kemungkinan berperan sebagai titik akomodasi utama dalam pergerakan relatif antara Lempeng Pasifik dan Australia (Natawidjaja dkk., 2017). Proses perkembangan tektonik di wilayah Kepala Burung dapat diuraikan sebagai berikut.

a. Periode Oligosen sampai Pertengahan Miosen (35– 5 JT)

Dalam rentang waktu mencakup 44 hingga 24 juta tahun yang lalu, terjadi serangkaian peristiwa geologis yang memengaruhi wilayah sekitar tepi utara Lempeng Samudera Solomon. Aktivitas penunjaman intens ini berkontribusi pada pembentukan Busur Melanesia yang berkembang di dalam kerak samudera. Seiring dengan fenomena ini, terdapat kompleks intrusi yang kompleks selama periode Oligosen-Awal Miosen, seperti yang dapat diamati di Kepatusan Bacan dan Kompleks Porfir West Delta-Kali Sute di wilayah Kepala Burung Papua.

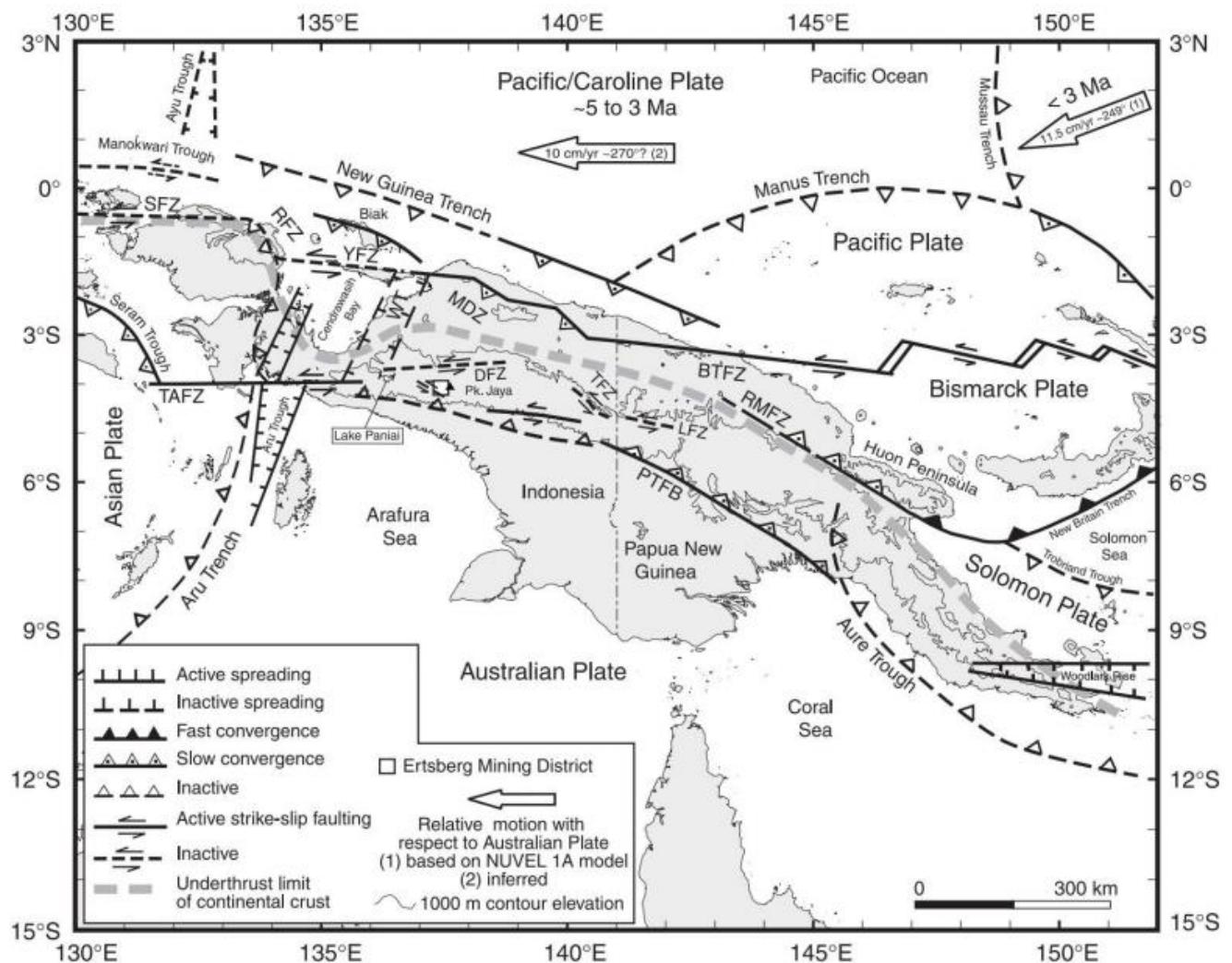
Selanjutnya, pada Pertengahan Miosen, terjadi pembentukan ofiolit di bagian tepi selatan Lempeng Samudera Solomon, serta bagian utara dan Timur Laut Lempeng Australia. Proses ini menciptakan Sabuk Ofiolit Papua, yang secara khusus diekspresikan di wilayah kepala Burung Papua oleh adanya Formasi Tamrau.

b. Periode Miosen Akhir – Plistosen (15 – 2 JT)

Sepuluh juta tahun yang lalu, lempeng Australia terus bergerak, menyebabkan kerusakan pada lempeng Samudra Solomon di perbatasannya di bagian utara dengan Busur Melanesia. Tabrakan tersebut membentuk sutur yang menciptakan kenampakan di perbatasan antara Busur Melanesia dan bagian utara lempeng Australia yang ditempati oleh Busur Gunungapi Mandi dan Arfak. Proses ini berlanjut selama 10 juta tahun dan menandai akhir serta perkembangan dari busur Moon-Utawa.

Setelah tabrakan, gerakan lateral searah kemiringan diperhatikan di sepanjang Sorong, Yapen, Bintuni, dan Zona Patahan Aiduna, membentuk kerangka tektonik di wilayah Kepala Burung. Peristiwa terkait dengan tumbukan Busur Melanesia ini menunjukkan bahwa pada Akhir Miosen, bagian barat mengalami pembentukan yang lebih muda dibandingkan dengan bagian timur. Arah perubahan kemiringan tumbukan semakin besar ke arah timur.

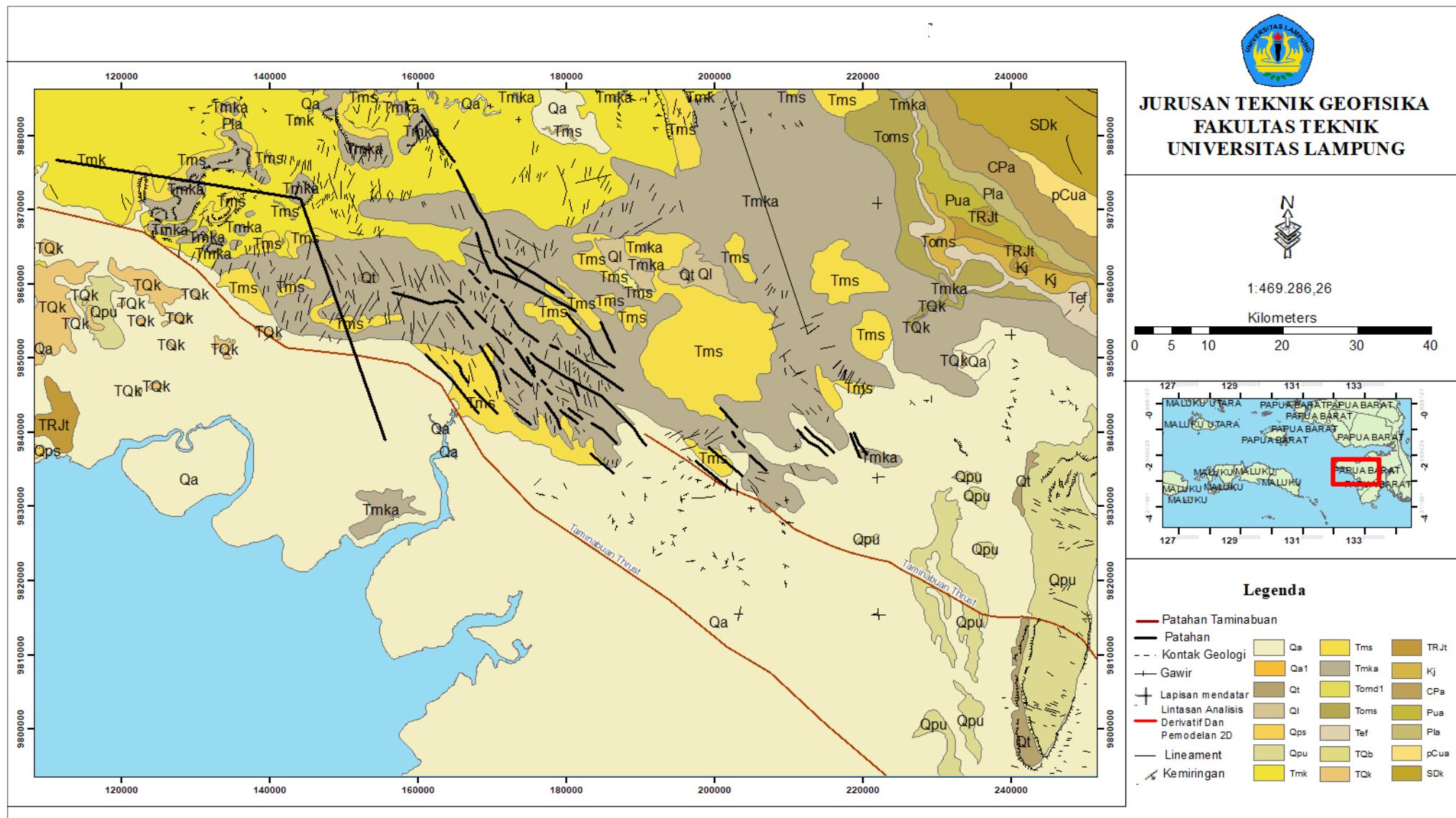
Dampak dari tabrakan tersebut secara signifikan mengubah bagian cekungan paparan di selatan dan memicu mekanisme perkembangan Jalur Sesar Naik Papua. Selama periode pliosen (3,5 - 2,5 juta tahun yang lalu), intrusi pada zona tektonik dispersi di Kepala Burung terjadi sepanjang batas graben. Pembentukan batas graben ini merupakan respons terhadap peningkatan tekanan tektonik di tepi utara lempeng Australia, yang disebabkan oleh lenturan dan peningkatan beban dari cekungan sedimen yang menutupi landasan Blok Kemum (Distamben, 2004).



Gambar 2. Tektonik regional Papua (Sapiie dkk., 1999)

2.2.2 Geologi Daerah Penelitian

Daerah penelitian terdiri dari atas 26 formasi, yaitu formasi batuan diantaranya, Endapan Aluvium (Qa) yang tersusun atas pasir, kerikil dan lumpur; bahan tumbuhan. Aluvium Endapan Lagun (Qa1), Endapan Undak Aluvium (Qt) yang tersusun atas kerikil, pasir dan lumpur; bahan tumbuhan, Endapan Danau (Ql) tersusun atas lumpur dan pasir, Konglomerat UPA (Qpu) terusun atas konglomerat dan batupasir sela; karbonan, *Conglomerate sale* (Qps), Formasi Befoor (Tqb) tersusun atas batupasir, batulumpur, batulanau tidak gampingan dan gampingan serta sedikit konglomerat; jarang kalkarenit, Formasi Steenkool (TQk) tersusun atas batulempung, batulumpur mikaan gampingan dan tidak gampingan, batupasir sela; sedikit konglomerat karbonan, lignit, Formasi Klasafet (Tmk) tersusun atas batunapal, batulumpur gampingan; sedikit batugampingan, Formasi Sekau (Tms) tersusun atas konglomerat batugampingan, batugampingan dan batulumpung gampingan atau batunapal dengan kepingan karbonat dan koral, Batugamping Kais (Tmka) tersusun atas *boundstone*, *grainstone*, *packstone*, sedikit *wackestone*, Batugamping Dayang (Tomd1), Formasi Sirga (Toms) tersusun atas batulanau dan batulumpur gampingan; sedikit batupasir glokonitasn, konglomerat, Batugamping Faumai (Tef) tersusun atas *grainstone*, *wackestone*, batugamping pasiran, Formasi Jass (Kj) tersusun atas batulumpur gampingan, batupasir sela; sedikit batunapal glokonitan, batugampingan pasiran, Formasi Tipuma (TRJt) tersusun atas batulempung lanauan dan batulanau, grawake kuarsa, batupasir; merah sampai hijau, Formasi A nim (Pua) tersusun atas serpih lanauan, batupasir, grawake, batulanau; sedikit batubara, Batulumpur Aifat (Pla) tersusun atas batulumpur gampingan; sedikit batunapal, batugamping pasiran, batupasir, Formasi Aimau (CPa) tersusun atas batuan konglomerat, batupasir, serpih, grawake, batugamping, sedikit batulanau, Formasi Aisajur (pCua) tersusun atas grawake felsparan, batupasir sela, batulanau, serpih, batusabak, Formasi Kemum (SDk) tersusun atas batusabak, filit, grawake malih, batupasir malihtela, kuarsit; sedikit pualam, konglomerat malih. Geologi regional daerah penelitian dapat dilihat pada **Gambar 3** di bawah ini.



III. TEORI DASAR

3.1 Metode Gaya Berat

Gayaberat merupakan salah satu teknik yang diterapkan dalam bidang ilmu geofisika untuk menyelidiki dan memetakan struktur di bawah permukaan bumi (Sugita dkk., 2020). Metode gayaberat adalah suatu pendekatan geofisika yang bergantung pada pengukuran variasi medan gayaberat di permukaan bumi. Variasi dalam gayaberat di permukaan bumi dapat timbul dari perbedaan densitas batuan di bawah permukaan, jenis batuan, jarak dari permukaan bumi ke pusat bumi, dan perbedaan topografi (Sarkowi, 2014). Gayaberat digunakan secara luas untuk memahami dan menyediakan informasi mengenai struktur geologi yang terletak di tanah, baik yang terlihat maupun yang berada di bawah permukaan (Stagpoole dkk., 2016). Pendekatan gayaberat didasarkan pada prinsip sifat massa, di mana besarnya massa suatu objek memengaruhi gaya tarik-menarik antara objek tersebut dan objek lainnya.

Penggunaan metode gayaberat sangat sesuai untuk mengestimasi struktur di bawah permukaan karena memiliki kemampuan untuk mengidentifikasi perbedaan densitas dalam tubuh batuan. Dalam konteks ini, variasi kontras densitas yang beragam menunjukkan adanya berbagai jenis struktur di bawah permukaan atau dapat diartikan bahwa distribusi densitas yang tidak merata di bawah permukaan bumi dapat disebabkan oleh keberadaan struktur geologi yang beragam (Setiadi dkk., 2010).

Metode gayaberat juga erat hubungannya dengan Hukum Gravitasi Newton, yang menyatakan bahwa gaya tarik-menarik antara dua benda sebanding dengan besarnya massa keduanya dan semakin berkurang seiring dengan meningkatnya jarak di antara pusat massa keduanya.

3.2 Konsep Metode Gaya Berat

3.2.1 Gaya Gravitasi Newton

Gaya tarik-menarik dalam hukum gravitasi Newton dapat dirumuskan berdasarkan prinsip teori Newton, dimana menjabarkan mengenai adanya gaya tersebut terjadi antara dua massa, m_1 dan m_2 , yang terpisah oleh jarak r , dapat dirumuskan sebagai berikut (Serway dan Jewett, 2009):

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

Dimana:

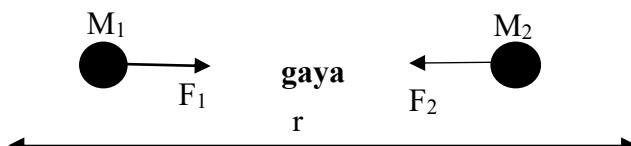
\vec{F} : Gaya tarik menarik (N)

G : Konstanta gravitasi ($6,67 \times 10^{11} \text{ m}^3/\text{kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$)

m_1, m_2 : Massa benda 1 dan massa benda 2 (kg)

r : Jarak antara dua buah benda (m)

\hat{r} : Vektor satuan arah dari benda pertama ke benda kedua



Gambar 4. Gaya tarik menarik antara dua benda (Grandis, 2009).

3.2.2 Percepatan Gravitasi

Newton juga menjelaskan hubungan antara gaya dan percepatan. Hukum II Newton secara khusus menyatakan bahwa gaya yang bekerja pada suatu benda sebanding dengan massa benda tersebut, dikalikan dengan percepatan yang dialami oleh benda tersebut akibat gaya gravitasi bumi.

$$\vec{F} = m \vec{g} \quad (2)$$

Percepatan sebuah benda bermassa m_2 yang disebabkan oleh tarikan benda bermassa m_1 pada jarak r secara sederhana dapat dinyatakan dengan:

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m} = G \frac{m_1 M}{m_1 \times r^2} = G \frac{M}{r^2} \hat{r} \quad (3)$$

Bila ditetapkan pada percepatan gaya tarik bumi persamaan di atas menjadi

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m} = G \frac{m_1 M}{m_1 \times r^2} = G \frac{M}{r^2} \hat{r} \quad (4)$$

dimana:

\vec{g} : Percepatan gaya tarik bumi (m/s^2)

M : Massa bumi (kg)

m : Massa benda (kg)

\vec{F} : Gayaberat (N)

r : Jari-Jari bumi (km)

G : konstanta gavitasi universal yang bernilai $6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg s}^2$.

Berdasarkan persamaan (4), maka nilai percepatan gravitasi di atas permukaan bumi rata-rata $9,6 \text{ m/s}^2$ hingga 10 m/s^2 . Galileo adalah yang pertama kali melakukan pengukuran terhadap percepatan gravitasi di Bumi. Sebagai pengakuan atas kontribusi revolusionernya dalam memahami fenomena ini, satuan pengukuran percepatan gravitasi diberi nama "Gal" selain itu, juga dinyatakan dengan satuan sistem MKS yaitu m/s^2 atau sistem CGS yaitu cm/s^2 . Nilai konversi kedua satuan tersebut dapat diuraikan sebagai berikut:

$$1 \text{ Gall} = 1 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} = 10^{-2} \text{ m/s}^2$$

$$1 \text{ Gall} = 10^{-3} \text{ Gall}$$

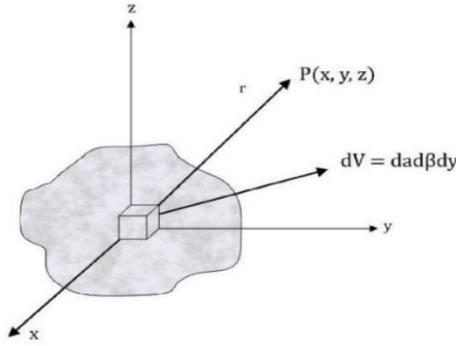
$$1 \mu\text{Gall} = 10^{-6} \text{ Gall} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$$

$$1 \text{ mGall} = 10 \text{ g.u.} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

Dalam satuan m.k.s, gayaberat diukur dalam gravitasi unit (g.u.) atau $\mu\text{m/s}^2$ (Octonovrilna dkk., 2009). Sistem satuan yang digunakan dalam analisis nilai percepatan gravitasi pada metode gravitasi umumnya menggunakan satuan mgal.

3.2.3 Potensial Gayaberat

Potensi gaya gravitasi merujuk pada energi yang dapat diterapkan untuk memindahkan suatu massa dari satu lokasi ke lokasi lain. Kehadiran massa tertentu dalam suatu ruang menciptakan medan potensial di sekitarnya. Medan potensial ini bersifat konservatif, yang berarti bahwa pekerjaan yang dilakukan dalam medan gaya gravitasi tidak memperhatikan lintasan yang diambil oleh benda tersebut. Sebaliknya, pekerjaan hanya dipengaruhi oleh posisi awal dan posisi akhir dari benda dalam medan gaya gravitasi (Rosid, 2005).



Gambar 5. Potensial dan kuat medan massa 3 dimensi (Maulana, 2012).

Suatu massa pada 3 dimensi yang berbentuk sembarang akan terdistribusi secara kontinu dengan rapat massa $\Delta\rho (\alpha, \beta, \gamma)$, maka potensial gayaberat di titik $P (x, y, z)$ diberikan oleh,

$$U(x, y, z) = G \iiint \frac{\Delta(\alpha, \beta, \gamma)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]} d\alpha. d\beta. d\gamma \quad (5)$$

Medan gravitasi yang disebabkan oleh distribusi massa yang merata di atas dapat dihitung dengan melakukan diferensiasi terhadap persamaan (5) terhadap variabel x, y, dan z. Hasil dari diferensiasi tersebut adalah

$$\begin{aligned} \Delta g_x(x, y, z) &= \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial x} \\ &= -G \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta(\alpha, \beta, \gamma)(x - \alpha)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]^{3/2}} d\alpha. d\beta. d\gamma \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \Delta g_y(x, y, z) &= \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial y} \\ &= -G \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta(\alpha, \beta, \gamma)(y - \beta)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]^{3/2}} d\alpha. d\beta. d\gamma \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \Delta g_z(x, y, z) &= \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial z} \\ &= -G \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta(\alpha, \beta, \gamma)(z - \gamma)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]^{3/2}} d\alpha. d\beta. d\gamma \end{aligned} \quad (8)$$

Dari persamaan (8), nilai medan gaya berat Δg pada permukaan Bumi dapat dihitung dengan memperhatikan variasi yang ada. Medan gayaberat bumi disebabkan oleh pengaruh distribusi massa di bawah permukaan, yang direpresentasikan oleh fungsi densitas (ρ). Sementara itu, bentuk sebenarnya dari permukaan bumi dijelaskan melalui batas integral (Sarkowi, 2007).

Potensial gravitasi di suatu titik menunjukkan besarnya usaha yang diperlukan untuk membawa massa (m) dari jarak tak terhingga ke titik tertentu dalam medan gravitasi bumi bermassa (m). Secara matematis dari jarak tak terhingga ke titik tertentu dalam medan gravitasi bumi bermassa (m) dituliskan (Blakely, 1996).

$$V = Gm \int_0^r \frac{dr}{r^2} \quad (9)$$

$$V = G \frac{m}{r^2} r \quad (10)$$

$$V = G \frac{m}{r} \quad (11)$$

dimana:

V : Potensial gravitasi

M : Massa Benda (Kg)

r : Jarak (m)

G : Konstanta universal gravitasi ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^{-3} \text{Kg}^{-1} \text{dt}^2$)

3.2.4 Rapat Massa Batuan

Densitas atau kepadatan massa batuan adalah parameter fisik yang memiliki signifikansi besar, terutama dalam konteks penerapan metode gayaberat. Untuk menghitung anomali Bouguer, nilai densitas rata-rata di wilayah survei menjadi parameter kunci. Gaya tektonik dapat menyebabkan fluktuasi dalam rapat massa batuan sedimen. Berbagai faktor seperti rapat massa butir penyusun batuan, kandungan cairan yang mengisi pori-porinya, porositas, serta pemandatan dan pelapukan yang dialami oleh batuan, semuanya berkontribusi pada variasi dalam kepadatan massa batuan (Broto, 2001). **Tabel 1** di bawah ini menyajikan nilai variasi densitas yang diambil dari sumber (Telford dkk, 1990).

Tabel 1. Nilai densitas batuan (Telford dkk., 1990)

Jenis Batuan	Range gr/cc	Average gr/cc
Sedimen (wet) Sedimen (Basah)		
<i>Soil</i> (Tanah)	1,2-2,4	1,92
<i>Clay</i> (Tanah Liat)	1,63-2,6	2,21
<i>Mud</i> (Lumpur)	1,3-2,1	1,73
<i>Gravel</i> (Krikil)	1,7-2,4	2
<i>Sand</i> (Pasir)	1,7-2,3	2
<i>Sandstone</i> (Batupasir)	1,6- 2,6	2,35
<i>Shale</i> (Serpikh)	1,77-3,2	2,4
<i>Limestone</i> (Batukapur)	1,93-2,9	2,55
<i>Dolomite</i> (dolomit)	2,28-2,9	2,7
<i>Limestone</i> (batugamping)	2,5-2,7	2,65
Igneous Rock (Batuan Beku)		
<i>Rhyolite</i> (riolit)	2,35-2,72	2,52
<i>Andesite</i> (Andesit)	2,4-2,8	2,61
<i>Granite</i> (Granit)	2,5-2,81	2,64
<i>Granodiorite</i> (grano diorit)	2,67-2,79	2,73
<i>porphyry</i> (Pofiri)	2,6-2,89	2,74
<i>Quartz diorite</i> (Diorit Kuarsa)	2,6-2,96	2,79
<i>Diorite</i> (Diorit)	2,72-2,99	2,85
<i>Lavas</i> (Lava)	2,8-3	2,9
<i>Dibase</i> (Diabas)	2,5-3,2	2,91
<i>Basalt</i> (Basal)	2,7-3,3	2,99
<i>Gabbro</i> (Gabbro)	2,7-3,5	3,03
<i>Peridotite</i> (Peridotit)	2,79-3,37	3,15
<i>Acid Igneous</i> (Beku Asam)	2,3-3,11	2,61
<i>Basic Igneous</i> (Dasar Beku)	2,09-3,17	2,79

Jenis Batuan	Range gr/cc	Average gr/cc
<i>Metamorphic Rock (Batuan Metamorf)</i>		
<i>Quartzite</i> (Kuarsit)	2,5-2,7	2,6
<i>Schists</i> (Sekis)	2,39-2,9	2,64
<i>Sraywacke</i> (greywacke)	2,6-2,7	2,65
<i>Marble</i> (Marmer)	2,6-2,9	2,75
<i>Sepentine</i>	2,4-3,1	2,78
<i>Slate</i>	2,7-2,9	2,79
<i>Gneiss</i> (Geniss)	2,59-3,	2,8
<i>Amphibolite</i> (amfibolit)	2,9-3,04	2,96
<i>Eclogite</i> (Eklogit)	3,2- 3,5	3,37
<i>Metamorphic</i> (metamorf)	2,4- 3,1	2,74

Table 2. Nilai densitas mineral (Telford, 1990)

Jenis Mineral	Range gr/cc	Average gr/cc
<i>Metallic mineral</i>		
<i>Oxides, carbonates</i> (oksida, karbonat)		
<i>Bauxite</i> (Bauksit)	2,3-2,55	2,45
<i>Limonite</i> (limonit)	3,5-4	3,78
<i>Siderite</i> (Siderite)	3,7-3,9	3,83
<i>Rutile</i> (Rutil)	4,18-4,3	4,25
<i>Manganite</i> (Maganite)	4,2-4,4	4,32
<i>Chromite</i> (Kromit)	4,3-4,6	4,36
<i>Ilmenite</i> (ilmenit)	4,3-5	4,67
<i>pyrolusite</i> (pyrolusite)	4,7-5	4,82
<i>Magnetite</i>	4,9-5,2	5,12
<i>Franklinite</i> (Franklinet)	5-5,22	5,12
Hemalte	4,9-5,3	5,18
<i>Cuprite</i> (Cuprit)	5,7-6,15	5,92
<i>Cassuterite</i>	6,8-7,1	6,92
<i>Wolframite</i>	7,1-7,5	7,32
<i>Sphalerite</i> (Sfalerit)	3,5-4	3,75

Jenis Mineral	Range gr/cc	Avarage gr/cc
<i>Metallic mineral</i>		
<i>Malachite</i> (Malahit)	3,9-4,03	4
Chalcopyrite	4,1-4,03	4,2
Stannite	4,3-4,52	4,4
Stibnite	4,5-4,6	4,6
<i>Pyrrhotite</i> (Pirhotit)	4,5-4,8	4,65
<i>Molybdenite</i> (Molibdenit)	4,4-4,8	4,7
Marcasite	4,7-4,9	4,85
<i>Pyrite</i> (Pirit)	4,9-5,2	5
<i>Bornite</i> (Bornit)	4,9-5,4	5,1
<i>Chalcocite</i> (kalkosit)	5,5-5,8	5,56
Cobaltite	5,8-6,3	6,1
Arsenopyrite	5,9-6,2	6,1
Bismuththinit	6,5-6,7	6,57
Galena	7,4-7,6	7,5
Cinnabar	8-8,2	8,1
<i>Non-Metalic minerals</i>		
(Mineral non logam)		
<i>Petroleum</i> (Minyak Tanah)	0,6-0,9	
<i>Ice</i> (Es)	0,88-0,92	
<i>Sea Water</i> (Air Laut)	1,01-1,05	
<i>Lignite</i> (Batubara Muda)	1,01-1,05	1,19
<i>Soft coal</i> (Batubara Lunak)	1,2-1,5	1,32
<i>Anthracite</i> (Antrasit)	1,34-1,8	1,5
<i>Chalk</i> (Kapur)	1,53-2,6	2,01
<i>Graphite</i> (Grafit)	1,9-2,3	2,15
<i>Rock Salt</i> (Batu Garam)	2,1-2,6	2,22
<i>Gypsum</i> (Gips)	2,2-2,6	2,35
Kaolinite	2,2-2,63	2,53
Orthclase	2,5-2,6	
<i>Quartz</i> (Kuarsa)	2,5-2,7	2,65
<i>Calcite</i> (Kalsit)	2,6-2,7	
<i>Anhydrite</i> (Anhidrit)	2,29-3	2,93
<i>Biotite</i> (Biotit)	2,7-3,2	2,92
<i>Magnesite</i> (Magnesit)	2,9-3,12	3,03
<i>Fluorrite</i> (Fluorite)	3,01-3,25	3,14
Barite	4,3-4,7	1,47

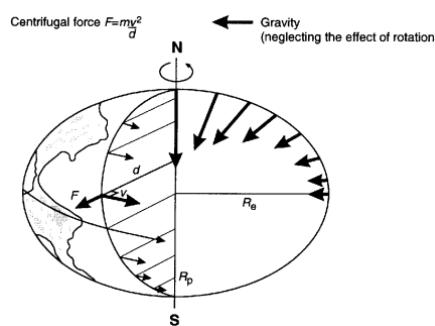
3.3 Koreksi-Koreksi Gaya Berat

3.3.1 Perhitungan Gayaberat Observasi

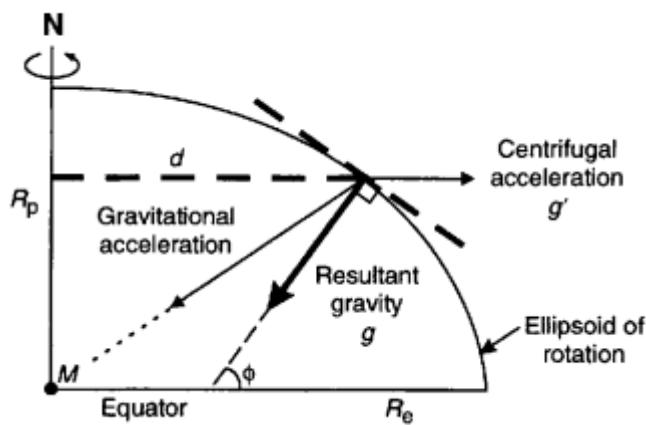
Gayaberat observasi menunjukkan nilai gayaberat pada periode tertentu, nilai gayaberat observasi dipengaruhi oleh beberapa faktor, seperti posisi dan ketinggian titik amat, struktur dan densitas di bawah permukaan. Secara umum, terdapat kebalikan hubungan antara nilai gaya gravitasi dengan topografi. Daerah yang memiliki elevasi rendah cenderung menunjukkan nilai gaya gravitasi observasi yang lebih tinggi, sementara daerah yang memiliki elevasi tinggi cenderung memiliki nilai gaya gravitasi observasi yang lebih rendah. (Setiadi dan Pratama, 2018).

3.3.2 Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Nilai percepatan akibat gravitasi bervariasi di seluruh permukaan bumi karena beberapa alasan, salah satunya adalah bentuk bumi. karena jari-jari kutub (6357 km) lebih pendek 21 km dibandingkan dengan jari-jari khatulistiwa (6378 km), maka titik-titik di kutub lebih dekat dengan pusat massa bumi (sehingga nilai R menjadi lebih kecil) dan oleh karena itu, nilai percepatan gravitasi di kutub lebih besar (sekitar 0.7%) dibandingkan dengan nilai percepatan gravitasi di khatulistiwa (**Gambar 6**). Karena bumi berotasi satu kali perputaran pada sumbu utara-selatan, maka terdapat percepatan sentrifugal yang bekerja pada tempat yang memiliki kecepatan rotasi paling besar, yaitu di ekuator (1674 km/jam; 1047 mm/jam) dan menurun hingga nol di kutub (**Gambar 6**). Percepatan sentrifugal yang besarnya sama dengan kecepatan rotasi dikuadratkan dengan jarak terhadap sumbu rotasi (d), berfungsi untuk menurunkan nilai percepatan gravitasi (Reynold, 1997).



Gambar 6. percepatan sentrifugal dan variasi gravitasi dengan garis lintang (tidak untuk skala (Reynold, 1997).



Gambar 7. Resultan percepatan sentrifugal (g') dan percepatan akibat gravitasi (g) (tidak dalam skala); garis lintang geografis (geodetik) ϕ (Robinson dan Coruh, 1988).

Nilai gravitasi yang diukur adalah resultan yang bekerja pada garis yang sejajar dengan pusat massa bumi dengan percepatan sentrifugal (**Gambar 7**). Resultan tersebut bekerja pada sudut siku-siku terhadap elipsoid rotasi sehingga garis tegak lurus, sebagai contoh, menggantung secara vertikal di semua lokasi di permukaan laut. Sudut ϕ pada **Gambar 7** mendefinisikan garis lintang geodetik (biasa atau geografis). Gravitasi yang dihasilkan di kutub adalah 5186 mGal (51.860 g.u.) lebih besar daripada di khatulistiwa dan bervariasi secara sistematis dengan garis lintang di antaranya, seperti yang disimpulkan oleh Clairaut pada tahun 1743. Perhitungan selanjutnya pada awal abad ke-20, berdasarkan teori Clairaut, mengarah pada pengembangan formula yang memungkinkan untuk menghitung percepatan teoretis akibat gravitasi (g_ϕ) pada lintang geografis tertentu (ϕ) relatif terhadap permukaan laut (g_o). Parameter α dan β adalah konstanta yang bergantung pada jumlah perataan bola dan kecepatan rotasi Bumi (Reynolds, 1997).

Dalam bentuk matematis, anomali medan gravitasi di atas topografi dapat diungkapkan melalui persamaan berikut:

$$\Delta g(x, y, z) = g_{obs}(x, y, z) - g_{teoritis}(x, y, z) \quad (12)$$

Dalam hal ini, $\Delta g(x, y, z)$ mencerminkan anomali medan gravitasi di atas topografi, sementara $g_{obs}(x, y, z)$ merujuk pada medan gravitasi di topografi yang

telah diperbaiki dengan memperhitungkan koreksi pasang surut, koreksi tinggi alat, dan koreksi drift di lokasi dengan koordinat (x, y, z) . $g_{teoritis}(x, y, z)$ adalah medan graviatsi teoritis pada topografi (Sarkowi, 2014).

Medan topografi teoritis yang ditentukan lebih awal yaitu medan gravitasi normal yang terletak pada ketinggian ($z = 0$) sebagai titik referensi koordinat (referensi geodesi). *The International Association of Geodesy* (IAG) telah menetapkan rumusan medan gravitasi normal pada bidang datum ini dengan menggunakan sistem yang dinamakan *Geodetic Reference System 1980* (GRS80). Rumus ini dinyatakan sebagai fungsi dari lintang, yaitu:

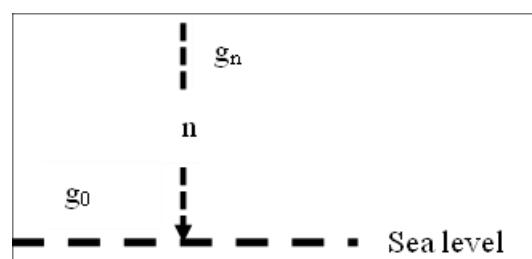
$$g(\Phi) = (978032,700(1 + 0,0053024\sin^2\Phi - 0,0000058\sin^22\Phi)) \quad (13)$$

Dimana, Φ merupakan garis lintang.

Dari persamaan (13) dapat disimpulkan bahwa semakin tinggi nilai lintang suatu lokasi, percepatan gravitasi di tempat tersebut akan semakin besar. Jadi, medan gravitasi cenderung bertambah ke arah kutub (Sarkowi, 2014).

3.3.3 *Free Air Correction* (Koreksi Udara Bebas)

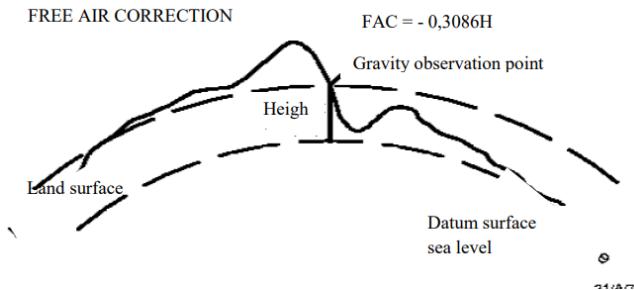
Nilai gayaberat observasi dipengaruhi oleh ketinggian titik dari permukaan bumi, semakin tinggi titik amat maka nilai gayaberat observasi akan turun dan semakin rendah akan semakin meningkat.



Gambar 8. Skematic model perubahan nilai gayaberat akibat perubahan tinggi. Nilai gayaberat observasi semakin berkurang dengan kenaikan ketinggian (Reynolds, 1997).

Koreksi udara bebas (*Free Air Correction*) adalah penyesuaian yang diperlukan untuk mengakomodasi pengaruh variasi ketinggian terhadap medan

gravitasi bumi. Koreksi ini dilakukan untuk menarik bidang pengukuran (P) ke bidang datum yaitu bidang *geoid* (P_o).



Gambar 9. Koreksi udara bebas terhadap data gayaberat (zhou dkk., 1990).

Bumi berbentuk ellipsoid dengan massa terkosentrasi pada pusatnya, oleh sebab itu nilai gravitasi pada bidang geoid dirumuskan

Perhitungan koreksi udara bebas pada gayaberat dapat diturunkan dari persamaan gayaberat normal untuk bumi berbentuk ellipsoid yang ditunjukkan oleh persamaan berikut (Reynolds, 1997).

$$g_0 = G \frac{M}{r^2} \quad (14)$$

Sedangkan nilai gravitasi pada titik pengukuran dengan ketinggian h (meter) diatas bidang geoid yaitu:

$$g_h = G \frac{M}{(R+h^2)} = G \frac{M}{R^2} \left(\frac{1-2h}{R} \right) \quad (15)$$

Perbedaan nilai graviasi di bidang geoid dan di stasiun pada ketinggian h disebut dengan *free air correction* (FAA) atau koreksi udara bebas:

$$\delta_{FA} = g_0 - g_h = \frac{2g_0h}{R} \quad (16)$$

Dimana $g_0 = 9,8 \text{ m/det}^2$, $R = 6,371 \times 10^6 \text{ m}$, dan h dalam meter, maka

$$\delta_{FA} = g_0 - g_h = \frac{2g_0h}{R} \quad (17)$$

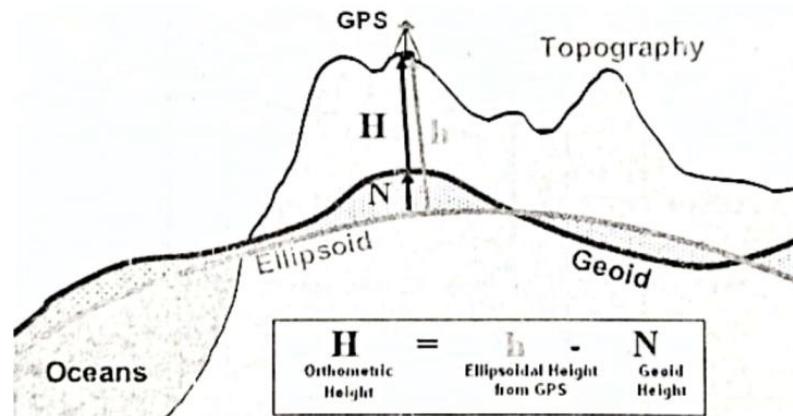
Dengan mempertimbangkan bahwa Bumi adalah sebuah *spheroid oblate*, dan bukannya bola, maka nilai koreksi udara bebas yang biasanya diterima adalah:

$$\delta g_F = -0,308765 \text{ untuk } \varphi = 7,5^\circ$$

Sehingga koreksi udara bebas di permukaan bumi bernilai $-0,308765 \text{ h}$.

Nilai koreksi udara bebas 0,308765 mGal/meter tau 3,08765 microGal/cm, semakin tinggi suatu lokasi semakin kecil nilai gayaberat akan diperoleh dan begitupun sebaliknya.

Koreksi udara bebas tidak memperhitungkan massa batuan yang terdapat antara stasiun pengukuran dengan bidang *geoid*. Koreksi akan diakumulasikan jika titik pengukuran terletak di atas *geoid*. Hal ini disebabkan oleh fakta bahwa semakin tinggi nilai h , percepatan gravitasi g akan semakin kecil. Oleh karena itu, untuk menyamakan nilai ini dengan bidang *geoid*, koreksi harus ditambahkan. Sebaliknya, jika titik pengukuran berada di bawah *geoid*, koreksi akan dikurangkan. Namun, dalam prakteknya, koreksi ini umumnya dijumlahkan karena permukaan bumi secara umum berada di atas bidang *geoid*.



Gambar 10. Perbedaan referensi tinggi pada koreksi ketinggian (koreksi udara bebas) (Sarkowi, 2014).

3.3.4 Koreksi Bouguer

Koreksi Bouguer memperhitungkan massa batuan yang terletak di antara stasiun pengukuran dan bidang *geoid*. Proses koreksi ini melibatkan perhitungan tarikan gravitasi yang dihasilkan oleh batuan, yang dapat dianggap sebagai lapisan datar dengan ketebalan H dan densitas rata-rata ρ . Koreksi ini dihitung dengan persamaan (Telford dkk., 1990):

$$g_B = 2\pi G\rho h \quad (18)$$

dimana:

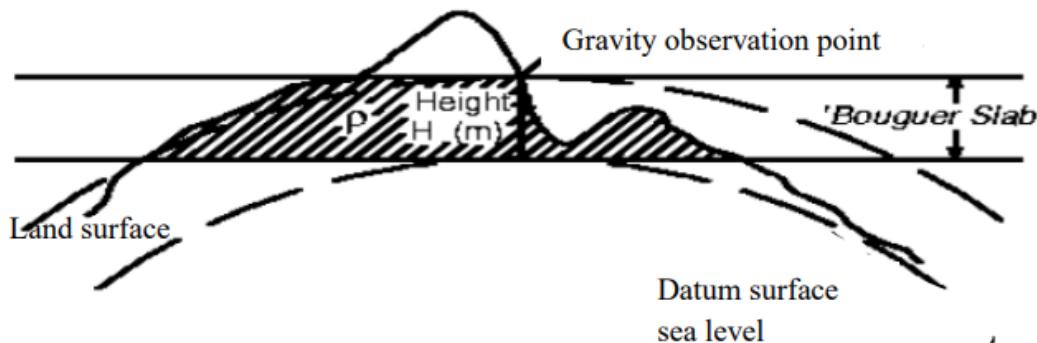
$\pi = 3,14$; $G = 6,67 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} det^{-3}$; ρ dalam $\frac{gr}{cm^3}$; dan h dalam meter,

maka:

$$g_B = 0,04192\rho h \text{ mGal} \quad (19)$$

Tanda koreksi Bouguer memiliki hubungan yang berlawanan dengan koreksi udara bebas. Dalam koreksi Bouguer, ketika titik pengukuran berada di atas bidang *geoid*, koreksi akan dikurangi. Fenomena ini terjadi karena adanya massa di atas bidang *geoid* menyebabkan nilai percepatan gravitasi (g) pada titik pengukuran menjadi lebih besar daripada nilai g pada bidang *geoid*. Oleh karena itu, untuk mengkompensasi dan meratakan titik pengukuran dengan bidang *geoid*, koreksi harus dikurangkan. Sebaliknya, jika titik pengukuran berada di bawah bidang *geoid*, maka koreksi akan ditambahkan. Hal ini disebabkan oleh nilai percepatan gravitasi yang lebih kecil pada titik pengukuran di bawah bidang *geoid*. Dengan menambahkan koreksi, penyesuaian dilakukan untuk menyamakan nilai percepatan gravitasi pada titik pengukuran dengan nilai pada bidang *geoid*.

BOUGUER CORRECTION



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

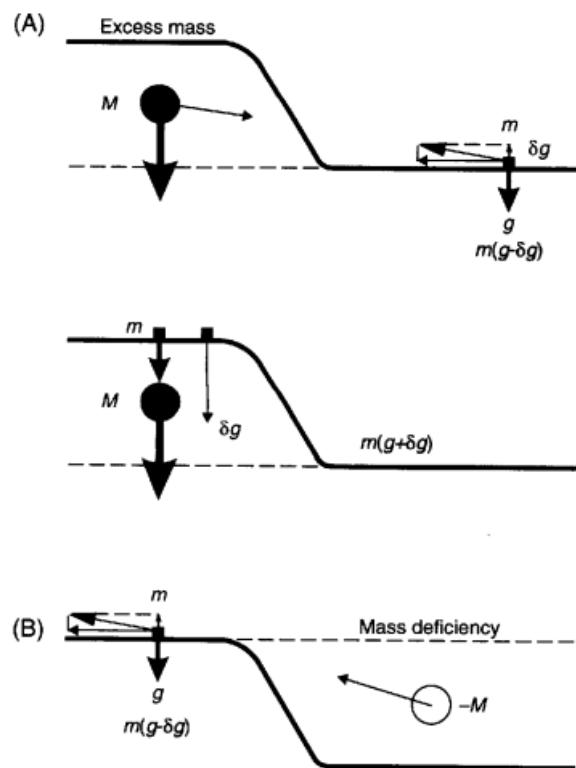
3.3.5 *Terrain Correction (Koreksi Medan)*

Pada daerah dengan topografi datar, koreksi elevasi yang merupakan gabungan koreksi udara bebas dan koreksi Bouguer biasanya cukup untuk mengatasi efek topografi pada akselerasi akibat gravitasi. Namun, pada daerah dengan variasi ketinggian yang cukup besar, khususnya dengan stasiun gravitasi, koreksi medan harus diterapkan (Reynolds, 1997).

Koreksi medan atau topografi diterapkan untuk menyesuaikan 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. Namun, pada kenyataannya, topografi lapangan sering kali berundul, termasuk keberadaan lembah dan gunung. Oleh karena itu,

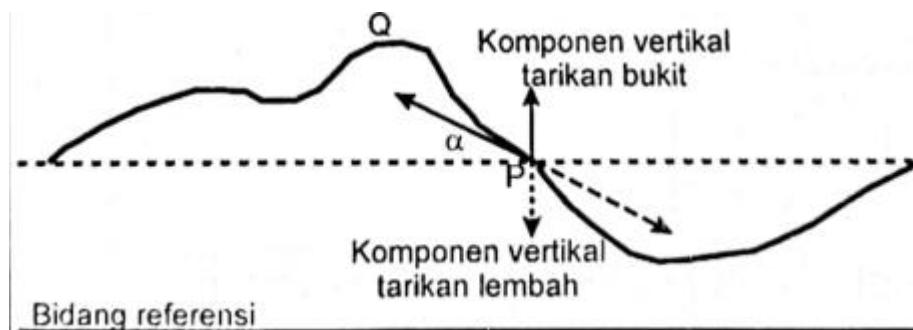
jika hanya dilakukan koreksi Bouguer tanpa mempertimbangkan topografi, hasilnya mungkin tidak optimal.

Pengaruh topografi pada g diilustrasikan pada **Gambar 12**. Dapat dilihat sebuah stasiun gravitasi di samping bukit (massa M) memiliki pusat massa di atas bidang di mana gravitasi meter berada seperti gambar A. Terdapat gaya tarik-menarik antara kedua massa tersebut, massa yang berada di bukit akan di tarik oleh gravitasi meter dan mengakibatkan kelebihan massa. Sebaliknya, jika stasiun gravitasi berdekatan dengan lembah, seperti yang ditunjukkan pada gambar B, maka lembah tersebut akan kekurangan massa yang dapat diwakili oleh massa $(-M)$, hal ini mengakibatkan pengukuran g akan kehilangan massa sebesar δg . Oleh karena itu, pengukuran gravitasi yang dilakukan di dekat bukit atau lembah memerlukan koreksi yang harus ditambahkan untuk memperhitungkan distribusi massa yang bervariasi. Koreksi ini secara efektif menghilangkan efek dari topografi untuk memenuhi perkiraan Bouguer dari lempengan batuan yang semi tak terbatas (Reynolds, 1997).



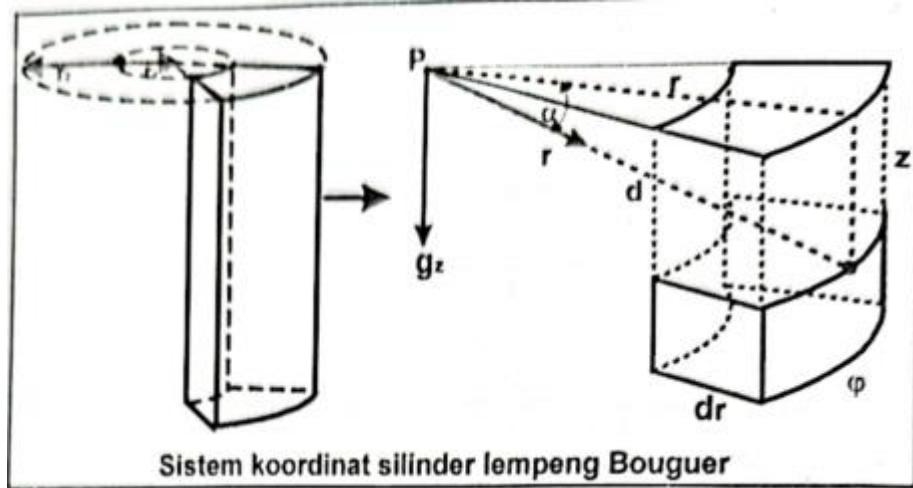
Gambar 12. Pengaruh bukit dan lembah terhadap pengukuran gravitasi, yang menggambarkan perlunya koreksi medan (Reynolds, 1997).

Pengamatan gayaberat disuatu titik dipengaruhi oleh ketidakteraturan topografi disekitarnya pada koreksi Bouguer yang dilakukan dengan asumsi bahwa terdapat massa homogen dengan ketebalan h yang berekstensi ke bawah hingga telah menyebabkan adanya penambahan nilai gayaberat teoritis secara berlebihan jika terdapat lembah disekitar titik pengamatan P . oleh karena itu, nilai gayaberat teoritis harus dikurangkan terhadap efek gayaberat benda berbentuk lembah yang memiliki densitas identik dengan densitas pada perhitungan koreksi Bouger. Begitu pula halnya dengan bukit yang terdapat disekitar titik pengamatan akan mempengaruhi nilai gayaberat. Hal ini disebabkan oleh adanya massa bukit yang menyebabkan percepatan gravitasi dalam komponen vertikal ke atas. Dengan demikian, nilai gayaberat hasil pengukuran harus ditambahkan dengan efek massa bukit dan lembah yang terdapat disekitar titik pengamatan (Sarkowi, 2014).



Gambar 13. Efek topografi dalam komponen arah vertikal (Sarkowi, 2014).

Gayaberat yang ditimbulkan oleh massa berupa lembah atau bukit dapat dihitung dengan mengasumsikan bahwa lembah atau bukit tersebut merupakan bagian dari suatu silinder dengan ketinggian h terhadap titik pengamatan. Daerah di sekitar titik pengamatan dibagi dalam zona-zona berupa lingkaran konsentris dengan jari-jari yang berbeda dan dibagi dalam beberapa sektor dengan ketinggian rata-rata yang diperkirakan dari peta topografi. Nilai koreksi terrain merupakan penjumlahan efek gayaberat di seluruh zona dan sektor, baik yang disebabkan oleh lembah maupun bukit.



Gambar 14. Sistem koordinat silinder lempeng Bouguer untuk menghitung koreksi terrain (Sarkowi, 2014).

3.3.5.1 Perhitungan Koreksi Terrain dengan metode Hammer Chart

Menurut Reynolds (1997), persamaan yang mencerminkan besar koreksi topografi dengan menggunakan pendekatan cincin silinder telah dijelaskan sebagai berikut:

$$TC = \left(\frac{2\pi\rho G}{N} \left[r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \right] \right) \quad (20)$$

dimana

ρ : Rapat massa batuan,

G : Konstanta universal gravitasi,

N : Jumlah kompartemen pada zona yang digunakan,

r_2 : Radius luar (m),

r_1 : Radius dalam (m), dan

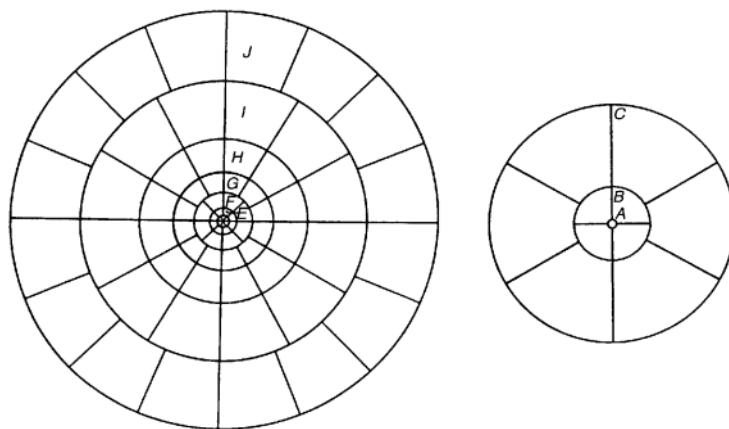
z : Perbedaan ketinggian rata-rata antara kompartemen dan titik pengukuran.

Jadi, nilai total koreksi terrain pada setiap stasiun pengukuran gaya berat adalah hasil akumulasi koreksi medan (TC) dari sektor-sektor di dalam stasiun pengukuran tersebut.

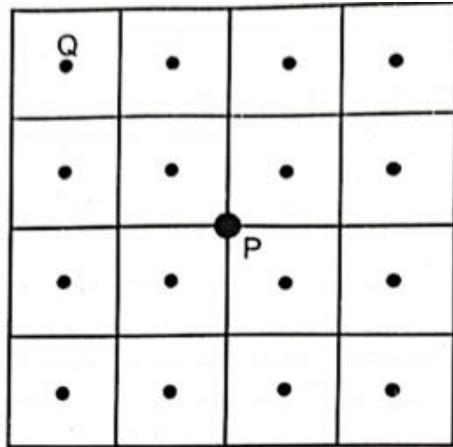
Dalam upaya mempermudah koreksi di lokasi penelitian, maka dibuatlah *hammer chart* yaitu membagi daerah penelitian menjadi beberapa daerah dengan lengkungan (kompartemen) adalah batas atau disebut juga dengan *terrain chart*. Perbedaan tinggi antar lengkungan merupakan tinggi stasiun.

Diagram Hammer dibuat mengikuti skala dari peta yang dipergunakan dan di gambar pada kertas transparan **Gambar 15**. Setelah itu, diagram tersebut ditempatkan di atas peta topografi dengan pusatnya berada di lokasi titik amat. Adapun prosedur penggunaan tabel Hammer dan perhitungan koreksi terrain adalah:

- a. Buat diagram Hammer pada kertas bening sesuai dengan skala peta topografi,
- b. Himpitkan diagram Hammer tersebut dengan peta topografi dengan titik pusatnya berimpit dengan amat gayaberat yang akan dihitung koreksi terrainnya,
- c. Baca ketinggian tiap-tiap sektor pada semua bagian, dengan memperhatikan garis kontur ketinggian yang berada dalam setiap sektor,
- d. Hitung selisih ketinggian antara titik amat gayaberat dengan nilai rata-rata ketinggian tiap sektor,
- e. Dengan selisih ketinggian tersebut untuk tiap-tiap bagian, maka nilai koreksi medan untuk bagian depan dihitung,
- f. Nilai koreksi terrain merupakan penjumlahan koreksi terrain dari beberapa sektor.



Gambar 15. Metode perhitungan koreksi terrain dengan pendekatan *Hammer Chart* (Sarkowi, 2014).



Gambar 16. Sketsa perhitungan koreksi terrain dengan metode grid (Sarkowi, 2014).

Jika diasumsikan bahwa komponen massanya memiliki rapat massa yang seragam, dimana $dm = \rho dv$, dalam arah vertikal akan memberikan efek gayaberat sebesar:

$$g_z = G \frac{\rho \cdot dv}{r_{PQ}^2} \sin \alpha \quad (21)$$

Dimana, g_z merupakan respon gayaberat, G merupakan konstanta gayaberat, dm merupakan elemen massa, r_{PQ} merupakan jarak miring dari P ke Q dan dv merupakan volume.

Elemen volume dinyatakan dalam perkalian antara selisih tinggi P dan Q terhadap luas gridnya, atau:

$$dv = \Delta H_{PQ} dx dy \quad (22)$$

Kemudian dari **Gambar 14.** dapat dilihat bahwa:

$$\sin \alpha = \frac{\Delta H_{PQ}}{r_{PQ}} \quad (23)$$

Dengan mensubsitusikan persamaan di atas, maka diperoleh:

$$g_z = \frac{G \rho (\Delta H_{PQ})^2 \Delta x \Delta y}{(r_{PQ})^3} \quad (24)$$

Dengan mengganti r_{PQ} dalam komponen koordinat P dan Q yaitu:

$$r_{PQ} = \sqrt{(x_p - x_Q)^2 + (y_p - y_Q)^2 + (H_p - H_Q)^2} \quad (25)$$

Besarnya koreksi terrain merupakan jumlah dari nilai-nilai koreksi terrain di titik P akibat pengaruh elemen massa di Q sehingga:

$$T_c = G\rho \sum \sum \frac{(\Delta H_{PQ})^2 \Delta x \Delta y}{(r_{PQ})^3} \quad (26)$$

Dengan, T_c adalah respon gayaberat, G adalah konstanta gayaberat, ρ adalah rapat massa, r_{PQ} adalah jarak miring dari P ke Q , ΔH_{PQ} adalah beda tinggi titik P dengan titik Q dan $\Delta x, \Delta y$ adalah panjang dan lebar *grid* (pada umumnya konstan) (Sarkowi, 2014).

3.3.6 Penentuan Densitas Bouguer

Densitas atau rapat massa batuan dipengaruhi oleh beberapa faktor, termasuk rapat massa butir atau matriks penyusunnya, porositas, dan kandungan fluida dalam pori-porinya. Namun, banyak faktor lain juga turut memengaruhi rapat massa batuan, seperti proses pembentukan, pemasatan (kompaksi) akibat tekanan, kedalaman, dan tingkat pelapukan yang dialami oleh batuan.

Densitas atau rapat massa batuan menjadi parameter fisik yang sangat krusial dalam metode gayaberat. Dalam perhitungan anomali Bouguer, diperlukan nilai rapat massa rata-rata di area survei. Oleh karena itu, penetapan dengan akurat nilai densitas rata-rata di wilayah tersebut menjadi esensial. Ada beberapa cara yang dapat digunakan untuk menentukan rapat massa, yaitu:

1. Analisa batuan dalam wilayah survei melalui pengukuran di laboratorium
2. Metode Nettleton
3. Metode Parasnus

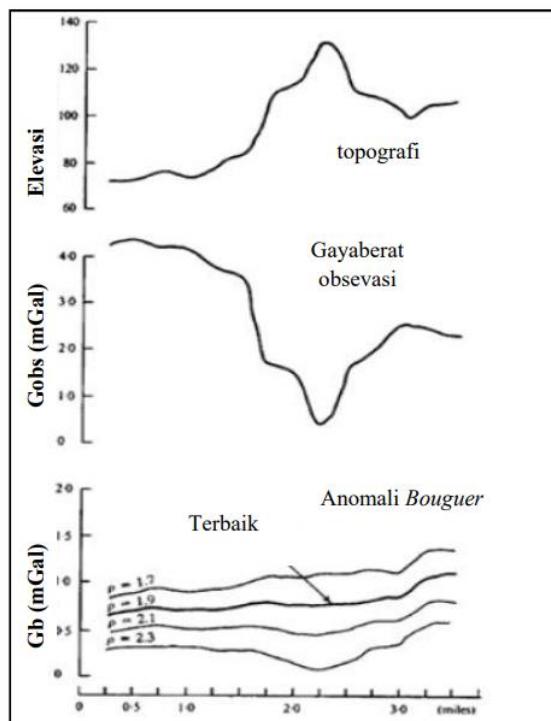
Analisis batuan di daerah survei mencakup penilaian kualitatif terkait rapat massa rata-rata batuan. Sebaliknya, Metode Nettleton dan Metode Parasnus merupakan pendekatan kuantitatif untuk menentukan rapat massa rata-rata batuan (Sarkowi, 2014).

3.3.6.1 Metode Nettleton

Metode Nettleton berlandaskan pada konsep koreksi Bouguer dan koreksi medan, di mana penampang anomali gayaberat menjadi halus jika rapat massa yang

digunakan sesuai dengan rapat massa permukaan. Dalam implementasinya, penampang dipilih melintasi daerah topografi yang kasar dan tidak memiliki anomali gayaberat target (Sarkowi, 2014).

Anomali Bouguer dari titik amat di sepanjang lintasan dapat dipetakan dengan berbagai nilai rapat massa (ρ). Nilai densitas permukaan dapat diperoleh ketika anomali gayaberat yang dihasilkan tidak menunjukkan korelasi dengan topografi di wilayah tersebut.



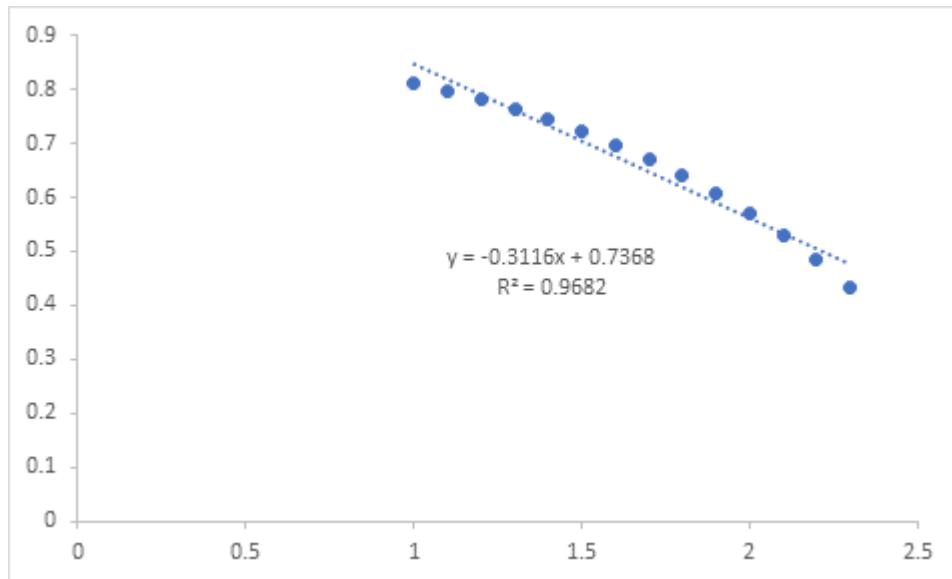
Gambar 17. Penghitungan rapat massa menggunakan metode Nettleton. (Telford dkk., 1990).

Secara kuantitatif, estimasi rapat massa permukaan terbaik dapat dihasilkan dengan menerapkan korelasi silang antara perubahan elevasi terhadap suatu referensi tertentu dengan anomali gayaberat. Proses korelasi ini melibatkan penarikan garis dari area dengan elevasi tinggi ke yang rendah atau sebaliknya dan kemudian menghubungkannya dengan penampang anomali gayaberat untuk beberapa nilai densitas. Dengan cara ini, estimasi rapat massa permukaan dapat diperoleh dengan memperhitungkan hubungan antara perubahan elevasi dan anomali gaya berat dalam konteks korelasi silang.

Rapat massa terbaik diberikan oleh harga korelasi silang terkecil sesuai dengan persamaan 27 sebagai berikut:

$$k = \frac{\sum_{i=1}^n \delta(\Delta g)_i \delta h_i}{\sum_{i=1}^n \delta(\delta h_i)^2} \quad (27)$$

Dengan N adalah jumlah stasiun pada penampang tersebut. Hasil korelasi antara anomali gayaberat dan ketnggian ditunjukkan oleh **Gambar 18**.



Gambar 18. Nilai grafik estimasi densitas Bouguer dengan metode Nettleton (Sarkowi, 2014).

3.3.6.2 Metode Parasnis

Metode Parasnis berkaitan dengan persamaan anomali Bouguer, dengan asumsi bahwa nilai anomali Bouguernya adalah nol.

$$SBA = G_{obs} - g_\theta + g_{FA} - g_B = 0 \quad (28)$$

Dengan, SBA merupakan *Simple Bouguer Anomaly* (Anomali Bouguer Sederhana), g_{obs} merupakan harga percepatan gravitasi observasi, g_θ merupakan harga percepatan gravitasi normal dan g_{FA} merupakan koreksi udara bebas g_B merupakan koreksi Bouguer.

atau

$$SBA = G_{obs} - g_g + 0,3085h - 2\pi\gamma\rho h \quad (29)$$

Suku terakhir pada bagian kanan merujuk pada koreksi medan dengan menggunakan nilai koreksi medan sebelum dikalikan dengan rapat massa dari asumsi tersebut diperoleh:

$$G_{obs} - g_\theta + g_{FA} = g_B \quad (30)$$

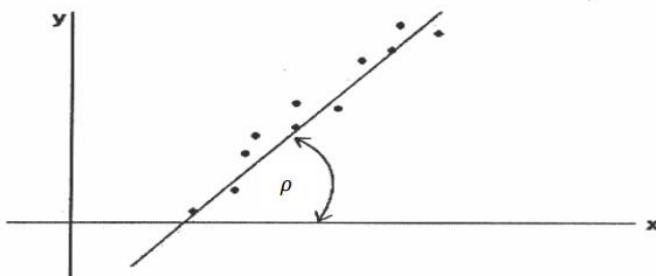
atau

$$G_{obs} - g_\theta + 0,3086h = (2\pi Gh)\rho \quad (31)$$

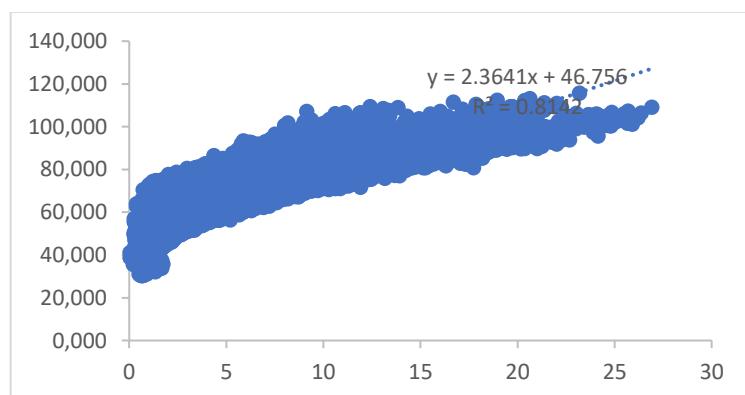
Dari persamaan (34), jika ruas kiri diwakili oleh variabel y dan ruas kanan oleh variabel x , dan keduanya diplot pada koordinat kartesian, kita dapat menggunakan metode kuadrat terkecil (*least square*) untuk mencari suatu persamaan garis linier yang paling cocok dengan sebaran data tersebut. Sehingga menghasilkan persamaan regresi sebagai berikut:

$$y = ax + b \text{ atau } y = \rho x \quad (32)$$

dimana nilai a merupakan nilai rapat massa batuan rata-rata.



Gambar 19. Grafik yang menunjukkan hubungan antara $G_{obs} - g_\theta + 0,3086h$ dan $(2\pi Gh)\rho$ (Sarkowi, 2011).



Gambar 20. Contoh grafik estimasi densitas Bouguer dengan metode Parasnus (Sarkowi, 2014).

3.4 Anomali Bouger

Anomali Bouger adalah perbedaan nilai gayaberat teramati (g_{obs}) yang disesuaikan dengan jumlah aljabar dari semua koreksi yang diperlukan dan nilai gayaberat di beberapa stasiun dasar (*base*). Variasi anomali Bouger harus mencerminkan variabel lateral dalam densitas sehingga fitur dengan densitas tinggi dalam medium dengan densitas rendah akan menghasilkan anomali Bouger yang positif. Sebaliknya, fitur dengan densitas rendah dalam medium dengan densitas yang lebih tinggi akan menghasilkan anomali Bouger negatif (Reynolds, 1997).

Anomali Bouger (Δg_B) adalah perbedaan antara nilai yang teramati (g_{obs}) yang telah dikoreksi, sehingga:

$$\Delta g_B = g_{obs} - g\varphi + FAC + BC \quad (33)$$

Dimana;

G_{obs} : Harga gaya gravitasi pengukuran di titik tersebut

FAC : *Free Air Correction* (FAC)/ koreksi udara bebas

BC : *Bouguer Correction*/ koreksi Bouger

3.5 Anomali Bouguer Lengkap (ABL)

Anomali Bouguer lengkap adalah perbedaan antara nilai gaya berat observasi (g_{obs}) dan jumlah secara aljabar dari koreksi-koreksi, seperti koreksi drift, koreksi pasang surut, koreksi lintang, koreksi udara bebas, koreksi Bouguer, dan koreksi Terrain. Variasi pada Anomali Bouguer mencerminkan variasi densitas secara lateral, seperti keberadaan objek dengan densitas tinggi dalam medium yang memiliki densitas rendah yang akan menghasilkan nilai Anomali Bouguer positif. Sebaliknya, benda dengan densitas rendah dalam medium dengan densitas tinggi akan menghasilkan nilai Anomali Bouguer negatif (Reynolds, 1997).

Hinze dalam Parapat (2017) menjelaskan bahwa Anomali Bouguer Lengkap adalah selisih antara nilai gravitasi pengamatan dan nilai gravitasi teoritis yang didefinisikan pada titik pengamatan tertentu. Perbedaan tersebut mencerminkan variasi rapat massa yang ada di suatu daerah jika dibandingkan dengan daerah

sekitarnya, baik dalam arah lateral maupun vertikal. Sebagai contoh karena keterdapatannya suatu material tertentu seperti batuan sumber panas di dalam kulit bumi. Tujuan akhir penerapan metoda gayaberat pada eksplorasi sumber daya alam maupun studi keilmuan adalah mendapatkan gambaran bawah permukaan berdasarkan variasi persebaran densitas.

Anomali Bouguer lengkap memberikan gambaran keseluruhan tentang distribusi gravitasi yang membantu memperkirakan kondisi subsurface berdasarkan perbedaan rapat massa batuan. Oleh karena itu, nilai Anomali Bouguer lengkap dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$ABL = g_{obs} - g_{\phi} + FAC + BC + TC \quad (34)$$

G_{obs} : Harga gaya gravitasi pengukuran di titik tersebut

FAC : *Free Air Correction* (FAC)/ koreksi udara bebas

BC : *Bouguer Correction*/ koreksi Bouguer

TC : *Terrain Correction*/ koreksi medan

Nilai anomali yang diperoleh adalah nilai anomali pada ketinggian titik amat (Untung, 2001). Anomali Bouguer di atas sering disebut sebagai *Complete Bouguer Anomaly* (CBA). Sebaliknya, anomali Bouguer yang dihitung tanpa memasukkan koreksi medan disebut *Simple Bouguer Anomaly* (SBA). Selain itu, untuk survei di daerah laut, nilai yang umumnya digunakan adalah *Free Air Anomaly* (FAA). FAA adalah nilai anomali Bouguer yang tidak memperhitungkan efek massa batuan dan oleh karena itu tidak termasuk koreksi Bouguer dalam perhitungannya.

3.6 Analisis Spektrum

Prinsip dalam analisis spektral ini merujuk pada Transformasi Fourier, yang mengubah informasi dari domain waktu ke domain frekuensi. Transformasi ini bertujuan untuk mengkonversi suatu sinyal menjadi kombinasi sinusoidal dengan berbagai frekuensi, sehingga dapat memperkirakan kedalaman anomali gayaberat di bawah permukaan. Sinyal dengan panjang gelombang pendek berasal dari sumber dangkal, sedangkan sinyal dengan panjang gelombang tinggi berasal dari sumber yang lebih dalam (Indriana, 2008).

Analisis spektrum digunakan untuk mengidentifikasi batas antara Anomali Bouguer regional dan residual di wilayah penelitian. Hasil analisis spektral ini

selanjutnya digunakan untuk mengevaluasi dan memperkirakan lebar jendela yang optimal untuk menyaring anomali gayaberat. Secara umum, Transformasi Fourier melibatkan penyusunan ulang atau dekomposisi gelombang sembarang menjadi gelombang sinus dengan frekuensi beragam, di mana hasil penjumlahan gelombang-gelombang sinus tersebut merepresentasikan bentuk gelombang aslinya (Kadir, 2000).

Spektral diturunkan dari potensial yang teramati pada suatu bidang horizontal dimana transformasi Fouriernya sebagai berikut:

$$F(U) = \gamma \mu F\left(\frac{1}{r}\right) \text{ dan } F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0 - z_1)}}{|k|} \quad (35)$$

dimana:

$$Z_1 > Z_0, |K| \neq 0$$

U : Potensial gayaberat

μ : Anomali rapat massa

γ : Konstanta gayaberat

r : Jarak

Sehingga diperoleh persamaan Transformasi Fourier suatu anomali gayaberat pada bidang vertikal, dimana r sama dengan z sebagai berikut

$$g_z = y\mu \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \quad (36)$$

$$F(g_z) = y\mu F\left[\frac{\delta}{\delta x} \frac{1}{r}\right] \quad (37)$$

$$F(g_z) = y\mu F\left[\frac{1}{r}\right] \quad (38)$$

$$F(g_z) = 2\pi\gamma\mu e^{|k|(z_0 - z_1)} \quad (39)$$

dengan:

γ : konstanta gayaberat

μ : anomali rapat massa

k : Konstanta

e : Bilangan eksponensial

Z_0 : Ketinggian titik amat (m)

Z_1 : Kedalaman benda anomali (m)

Jika distribusi rapat massa bersifat acak dan tidak berkorelasi antara masing-masing nilai gaya berat, maka $\mu=1$ sehingga hasil *transformasi fourier* anomali gayaberat menjadi:

$$A = C e^{|k|(z_0 - z_1)} \quad (40)$$

dengan:

A : Amplitudo (m)

C : Konstanta

K : Bilangan gelombang (rad.m⁻¹)

Z_0-Z' : Kedalaman (m)

Untuk memperoleh hubungan antara amplitudo (A) dengan bilangan gelombang (k) dan kedalaman (z_0-z_1) dilakukan dengan melogaritmakan persamaan 14, sehingga bilangan k berbanding lurus dengan *spectral amplitude*:

$$\ln A = \ln 2\pi Gme^{|k|(z_0 - z_1)} \quad (41)$$

$$\ln A = (z_0 - z_1)^{|k|} + \ln C \quad (42)$$

Persamaan di atas dapat dianalogikan dalam persamaan garis lurus:

$$y = mx + c \quad (43)$$

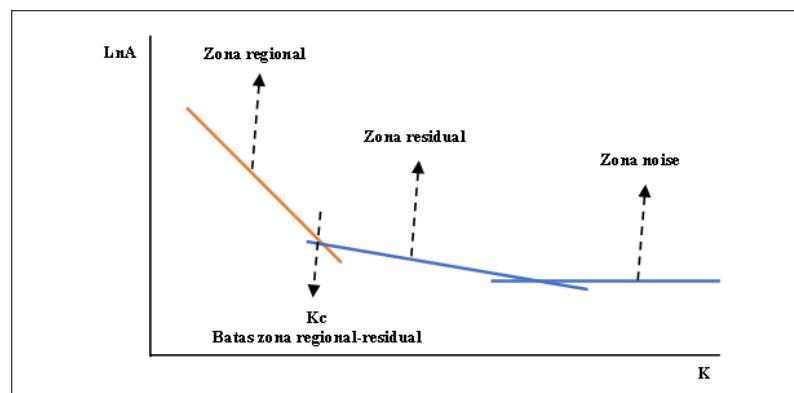
Dalam konteks ini, $\ln A$ menjadi ordinat (sumbu y), $|k|$ menjadi absis (sumbu x), dan (z_0-z_1) menjadi kemiringan garis (gradien). Dengan demikian, kemiringan garis tersebut mencerminkan kedalaman bidang, di mana $|k|$ pada sumbu x didefinisikan sebagai bilangan gelombang dengan nilai $\frac{2\pi}{\lambda}$ dan satuan *cycle/meter*, dengan λ sebagai panjang gelombang. Hubungan antara panjang gelombang (λ) dan perubahan posisi (Δx) dapat dijelaskan melalui persamaan:

$$K = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (44)$$

Konsep konstanta panglo menyatakan bahwa nilai λ setara dengan Δx , di mana $\lambda = N \cdot \Delta x$. Konstanta N , yang didefinisikan sebagai lebar jendela, memungkinkan rumusan lebar jendela sebagai berikut:

$$N = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (45)$$

Dimana Δx adalah domain spasi yang akan digunakan dalam *Fast Fourier Transform* (FFT) sementara k_c merupakan bilangan gelombang *cutoff*. Keterkaitan antara bilangan gelombang k dan frekuensi (f) dapat diartikan sebagai $k=2\pi f$, di mana peningkatan nilai k akan menghasilkan frekuensi yang lebih tinggi. Sinyal dengan frekuensi sangat rendah berasal dari sumber anomali regional, sedangkan sinyal dengan frekuensi tinggi berasal dari sumber anomali residual. Dengan demikian, dapat disimpulkan bahwa nilai k yang meningkat mencerminkan frekuensi yang lebih tinggi, dan perbedaan frekuensi ini dapat digunakan untuk mengidentifikasi sumber anomali regional dan residual dalam analisis spektral.



Gambar 21. Kurva $\ln A$ terhadap k (Blakely, 1996)

3.7 Pemisahan Anomali

Anomali gayaberat yang dapat diukur di permukaan berasal dari berbagai sumber termasuk anomali yang ada di kedalaman bawah permukaan, yaitu anomali regional dan residual (kejadian target). Untuk memahami dengan lebih baik, dilakukan pemisahan antara anomali regional dan residual selama proses interpretasi.

3.8 Filter *Moving Avarage*

Filter *moving average* merupakan salah satu metode penapisan *low pass filter*, dimana metode ini menghilangkan frekuensi tinggi dan meloloskan frekuensi rendah sehingga *output* dari proses ini adalah dari anomali Bouguer frekuensi rendah direpresentasikan oleh kedalaman yang lebih dalam (regional) karena komponen frekuensi rendah memiliki penetrasi yang lebih dalam. Anomali residual diperoleh dengan mengurangkan anomali regional dari anomali Bouguer. Metode ini digunakan untuk menyaring data lengkap anomali Bouguer dengan lebar jendela

yang merupakan rata-rata dari setiap lintasan setelah melalui analisis spektrum. Hasil dari proses ini disebut sebagai anomali regional. Sedangkan, anomali residual diperoleh dengan mengurangkan *Complete Bouguer Anomaly* (CBA) dengan anomali regional. Secara prinsip, semakin besar nilai lebar jendela yang digunakan, maka nilai anomali residual yang dihasilkan akan semakin mendekati nilai Anomali Bouguer (Setiadi dkk., 2010).

$$\Delta g_{reg}(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (46)$$

Keterangan:

Δg_{reg} : Besarnya anomali regional

i : Nomor stasiun

N : Lebar jendela

$$N = \frac{N-1}{2} \quad (47)$$

Penerapannya pada peta 2D dimana nilai Δg_{reg} pada suatu titik dapat dihitung dengan merta-ratakan semua nilai Δg_B di dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusat adalah titik yang akan dihitung nilai Δg_{reg} **Gambar 22** (Robinson, 1998). Contoh penerapannya dengan jendela 5x5 pada data 2D sesuai dengan persamaan (49) berikut:

$$\Delta g_R = \frac{1}{25} [(\Delta g_{B1}) + (\Delta g_{B2}) + (\Delta g_{B3}) + (\Delta g_{B4}) + \dots + (\Delta g_{B25})] \quad (48)$$

1	2	3		
Δg_{81}	Δg_{82}	Δg_{83}	Δg_{84}	Δg_{85}
Δg_{86}	Δg_{87}	Δg_{88}	Δg_{89}	Δg_{810}
Δg_{811}	Δg_{812}	Δg_{813}	Δg_{814}	Δg_{815}
Δg_{816}	Δg_{817}	Δg_{818}	Δg_{819}	Δg_{820}
Δg_{821}	Δg_{822}	Δg_{823}	Δg_{824}	Δg_{825}

Gambar 22. Sketsa *moving average* 2-D jendela 5x5 (Robinson, 1988).

Berdasarkan karakteristik spektrum dari filter ini, lebar jendela NXN memiliki hubungan langsung dengan low cut dari panjang gelombang atau *high cut*

frekuensi spasial dari *low-pass* filter. Oleh karena itu, semakin besar lebar jendela, semakin panjang pula gelombang regional yang dihasilkan. Dengan kata lain, lebar jendela yang paling kecil akan membuat nilai regional mendekati anomali Bouguer.

Nilai anomali residual Δg_{res} dihitung dengan menggunakan persamaan:

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_{reg} \quad (49)$$

Dimana Δg adalah CBA (*Complate Bouguer Anomaly*) (Diyanti, 2014).

Filter *moving average* sangat umum digunakan untuk filter pada DSP (*Digital Signal Processing*), secara umum dikarenakan filter *moving average* sangat mudah digunakan untuk dan mudah untuk dimengerti. Hasil akhir dari pengolahan Anomali Bouguer dengan menggunakan *filter moving average* adalah anomali regional (Nugraha, 2016).

3.9 Pemodelan Gayaberat

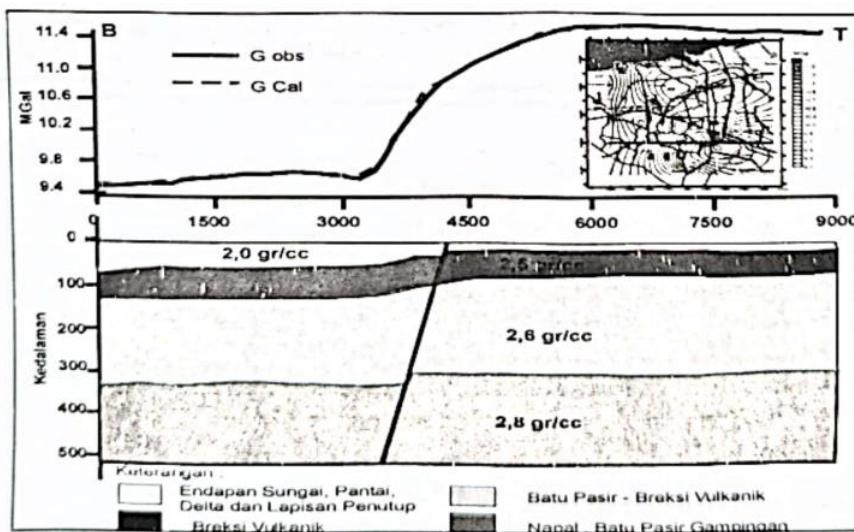
Persebaran densitas di bawah permukaan dapat diperlihatkan melalui dua pendekatan, yaitu *forward modelling* (pemodelan kedepan) dan *inverse modelling* (pemodelan inversi). Dalam proses *forward modelling*, langkahnya adalah membuat dan menghitung model awal berdasarkan perkiraan geologi dan geofisika, kemudian membandingkannya dengan anomali yang dihasilkan dari pengukuran, sehingga keduanya sesuai. Sementara pada *inverse modelling*, parameter densitas dapat dihitung secara langsung dari anomali yang diukur melalui penggunaan metode numerik (Blakely, 1996).

3.9.1 Forward Modelling

Forward modelling atau pemodelan kedepan merupakan suatu pendekatan yang digunakan untuk memperoleh nilai parameter model di bawah permukaan berdasarkan data hasil pengukuran. Terkadang, istilah *forward modelling* digunakan dalam konteks proses *trial and error*, di mana eksperimen dilakukan untuk mencapai kesesuaian antara data teoritis dan data lapangan. Proses ini melibatkan serangkaian percobaan dan penyesuaian guna mencari model yang memberikan respons yang sejalan dengan data yang teramati (Grandis, 2009). Jenis pemodelan ini sering disebut sebagai data *fitting* atau pencocokan data, karena melibatkan pencarian parameter model yang menghasilkan respon yang cocok

dengan data observasi. Melalui eksperimen ini, diharapkan dapat ditemukan model yang memberikan respons yang optimal, dengan tingkat kesesuaian tinggi antara respon model dan data pengamatan. Tujuan utama dari proses *forward modelling* adalah memperoleh informasi mengenai litologi dan struktur geologi di bawah permukaan daerah penelitian (Supriyanto, 2007).

Pemodelan kedepan mengacu pada proses perhitungan data yang secara teoritis akan teramat di permukaan bumi jika nilai parameter model di bawah permukaan tertentu diketahui. Perhitungan data ini menggunakan persamaan matematika yang berasal dari konsep fisika sebagai dasar fenomena yang sedang dipelajari. Dalam pemodelan data geofisika, model ini dapat dianggap sebagai representasi kondisi di bawah permukaan di lokasi pengukuran data. Dalam konteks *forward modelling*, pengembangan model melibatkan tiga tahapan, yaitu kalkulasi anomali dari model, perbandingan anomali kalkulasi dengan anomali lapangan, dan penyesuaian model untuk meningkatkan kesesuaian antara keduanya. Secara implisit mengindikasikan bahwa informasi geologi dan sumur (jika ada) didaerah studi dibutuhkan dalam merekonstruksi model bawah permukaannya. Beberapa program pemodelan *forward* yang dapat digunakan adalah Grav2DC, Geomodel, WinGrav, Oassis Montaj dan lain sebagainya (Sarkowi, 2014).



Gambar 23. Model bawah permukaan lintasan Barat-Timur diturunkan dari anomali Bouguer lengkap (Sarkowi, 2014).

3.9.2 *Inverse Modelling*

Proses inversi merupakan proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistika untuk mendapatkan informasi yang digunakan untuk mengetahui distribusi sifat fisis bawah permukaan. Dalam proses inversi dilakukan analisis data lapangan dengan melakukan *curve fitting* (pencocokan kurva) antara model matematika dan data lapangan. Tujuan dari proses inversi adalah untuk mengestimasi parameter fisik batuan yang sebelumnya tidak diketahui. Dalam inversi selalu berhubungan dengan parameter model (M) dan jumlah data (N) yang mana jumlah masing-masing akan menentukan klasifikasi permasalahan inversi dan cara penyelesaiannya. Bila jumlah model parameter lebih sedikit dibandingkan dengan data lapangan ($M < N$), maka disebut *overdetermined*. Cara penyelesaiannya menggunakan pencocokan (*best fit*) terhadap data lapangan. Jika dalam kondisi lain dimana parameter yang ingin dicari lebih banyak dari jumlah datanya maka disebut *problem underdetermined*. Namun, bila banyak model yang dapat sesuai dengan datanya hal ini disebut dengan *non-uniqueness* (Supriyanto, 2007).

Pemodelan inversi merupakan suatu metode dalam memodelkan bawah permukaan dari hasil data pengukuran. Pemodelan ini menggunakan parameter model yang didapat secara langsung dari data pengukuran. Sistem fisika dalam inversi adalah hasil observasi terhadap sistem yang berupa data. Data akan diolah menjadi informasi yakni parameter model. Dalam mengestimasi parameter model sebenarnya ditemukan berbagai permasalahan, namun permasalahan tersebut umumnya dibahas sebagai permasalahan regresi linear. Konsep regresi linear ini digunakan untuk memformulasikan masalah inversi linear yang berlaku lebih umum. Model terbaik atau optimum diperoleh jika kesalahan tersebut minimum (Grandis, 2009).

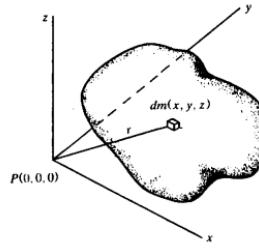
Jika suatu massa dengan bentuk tiga dimensi yang sembarang terdistribusi secara kontinu memiliki rapat massa $\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)$ seperti yang ditunjukkan pada Gambar 24, potensial gayaberat di titik p (x, y, z) di atas dan di luar distribusi rapat massa tersebut dapat dinyatakan oleh (Kadir, 1999):

$$U(x, y, z) = k \iiint \frac{\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-\gamma)^2]^{\frac{1}{2}}} d\alpha, d\beta, d\gamma \quad (51)$$

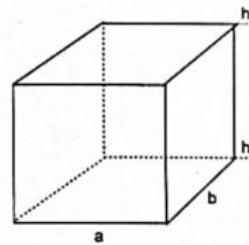
Komponen gayaberat vertikal akibat distribusi rapat massa diperoleh dengan mendiferensikan persamaan (52) terhadap z:

$$\Delta g_z(x, y, z) = -\frac{\partial U(x, y, z)}{\partial z} \quad (52)$$

$$= -k \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty \frac{\Delta \rho(\alpha, \beta, \gamma)}{[(x-a)^2 + (\gamma-\beta)^2 + (z-y)^2]^{\frac{1}{2}}} d\alpha, d\beta, d\gamma \quad (53)$$



Gambar 24. Efek potensial gayaberat di titik p (Sarkowi, 2014)



Gambar 25. Benda prisma tegak (Sarkowi, 2014)

Pendekatan perhitungan respons gayaberat dengan menggunakan prisma berbentuk segi empat dengan sisi tegak dan spasi Δx dan Δy merupakan salah satu alternatif yang dapat diambil. Kesesuaian model benda tersebut dengan kondisi lapangan bergantung pada jumlah dan dimensi prisma yang tersusun. Dengan mengambil lebar sisi horizontal a dan b pada arah α dan β , kedalaman puncak dan dasar adalah h_t dan h_b maka komponen vertikal gayaberat pada $z=0$ adalah:

$$\Delta g_z(x, y, 0) = k \Delta \rho \int_{h_t}^{h_b} \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty \frac{\Delta \rho(\alpha, \beta, \gamma)}{[(x-a)^2 + (\gamma-\beta)^2 + (z-y)^2]^{\frac{1}{2}}} d\alpha, d\beta, d\gamma \quad (54)$$

dimana:

$S(\alpha, \beta)$ = distribusi fungsi *rectangular*

$$= 1 \text{ untuk } \frac{-\alpha}{2} \leq \alpha \leq \frac{\alpha}{2} \text{ dan } \frac{-b}{2} \leq \beta \leq \frac{b}{2}$$

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

$$g = G\Delta\rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \mu_{ijk} \left[z_k \arctan \frac{x_i y_i}{z_k R_{ijk}} - x_i \log(R_{ijk} + y_i) - y_i \log(R_{ijk} X_i) \right] \quad (55)$$

dimana: $R_{ijk} = \sqrt{x_i^2 + y_i^2 + z_i^2}$ $\mu_{ijk} = (-1)'(-1)'(-1)'$

3.10 Analisis Derivative

3.10.1 First Horizontal Derivative (FHD)

First Horizontal Derivative (FHD) atau turunan mendatar pertama juga dikenal sebagai *Horizontal Gradient*. Pada anomali gaya berat, turunan mendatar horizontal menggambarkan perubahan nilai anomali gayaberat dari satu titik ke titik yang menunjukkan karakteristik tajam, seperti nilai maksimum atau minimum pada kontak benda anomali. Oleh karena itu, FHD dapat digunakan untuk mengidentifikasi batas-batas struktur geologi berdasarkan anomali gayaberat (Aufia, 2017). Untuk menghitung nilai FHD, dapat dilakukan dengan menggunakan persamaan berikut (Blakely, 1995):

$$FHD = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (56)$$

Dengan $\frac{\partial g}{\partial x}$ dan $\frac{\partial g}{\partial y}$ adalah turunan pertama dari perubahan nilai gravitasi dalam arah x dan y, dengan satuan mGal/m.

3.10.2 Second Vertical Derivative (SVD)

Second Vertical Derivative (SVD) digunakan untuk menonjolkan efek yang berasal dari pengaruh regional secara dangkal, yang berguna dalam mendeteksi anomali yang timbul akibat adanya struktur geologis. Metode SVD dapat digunakan untuk membantu interpretasi jenis struktur terhadap data anomali Bouguer yang diakibatkan oleh adanya struktur patahan turun atau patahan naik (Sarkowi, 2011). SVD bersifat sebagai *high pass filter*, sehingga dapat menggambarkan anomali residual yang berasosiasi dengan struktur dangkal yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi jenis patahan turun atau patahan naik. Perhitungan SVD diturunkan langsung dari Persamaan *Laplace* untuk anomali gayaberat di permukaan, yang dituliskan dalam persamaan:

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \text{ atau } \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = 0 \quad (57)$$

sehingga *second vertical derivative*-nya diberikan oleh:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right) \quad (58)$$

Untuk data satu dimensi (penampang), persamaannya diberikan oleh:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \quad (59)$$

Persamaan SVD dan 1D di atas menunjukkan bahwa turunan vertikal kedua dari suatu anomali gayaberat permukaan sama dengan negatif dari efek orde dua horizontal. Ini berarti bahwa anomali SVD dapat diperoleh melalui turunan horizontal, yang secara praktis lebih mudah untuk diimplementasikan. Untuk data anomali gayaberat dalam grid teratur, anomali SVD dapat diturunkan melalui proses filtrasi, di mana persamaan konvolusinya diberikan oleh:

$$\Delta G_{svd}(\Delta x, \Delta y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) F(x - \Delta x, y - \Delta y) dx dy \quad (60)$$

Di mana F merupakan filter SVD yang sesuai dengan persamaan sebelumnya dan Δg adalah anomali gayaberat sebagai data masukan.

Tabel 3.Tipe-tipe operator filter SVD (Sarkowi, 2010)

Operator Filter SVD menurut Henderson and Zietz (1949)				
0,0000	0,0000	-0,0838	0,0000	0,0000
0,0000	1,0000	-2,6667	1,0000	0,0000
-0,0838	-2,6667	17,0000	-2,6667	-0,0838
0,0000	1,0000	-2,6667	1,0000	0,0000
0,0000	0,0000	-0,0838	0,0000	0,0000
Operator Filter SVD menurut Elkins (1951)				
0,0000	-0,0833	0,0000	-0,0833	0,0000
-0,0833	-0,6667	-0,0334	-0,6667	-0,0833
0,0000	-0,0334	-1,0668	-0,0334	0,0000
-0,0833	-0,6667	-0,0334	-0,6667	-0,0833
0,0000	-0,0833	0,0000	-0,0833	0,0000

Operator Filter SVD menurut Rosenbach (1953)				
0,0000	-0,0416	0,0000	-0,0416	0,0000
-0,0416	-0,3332	-0,7500	-0,3332	-0,0416
0,0000	-0,7500	4,0000	-0,7500	0,0000
-0,0416	-0,3332	-0,7500	-0,3332	-0,0416
0,0000	-0,0416	0,0000	-0,0416	0,0000

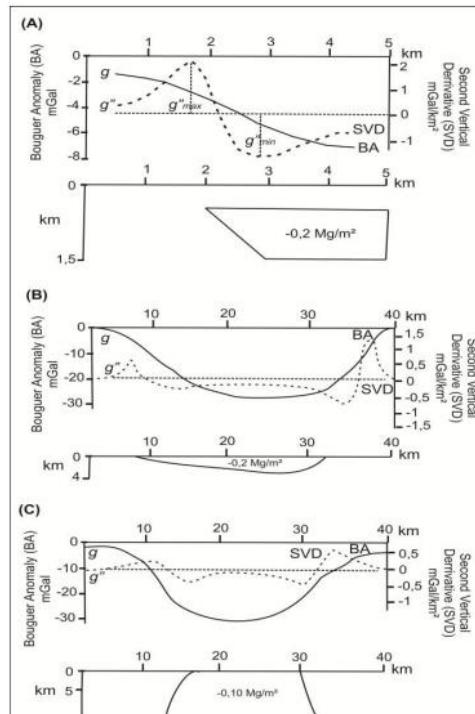
Metode ini menggunakan nilai turunan kedua dari anomali Bouguer yang setara dengan nol (0) sebagai indikator kontak antara dua lapisan batuan yang memiliki kontras densitas. Kontak ini dapat diartikan sebagai struktur patahan atau intrusi (Sarkowi, 2010). Karakteristik dari nilai anomali *Second Vertical Derivative* (SVD) dapat digunakan untuk menentukan apakah struktur tersebut merupakan patahan naik atau turun, dengan ciri-ciri sebagai berikut:

Untuk sesar naik:

$$\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| < \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right| \quad (61)$$

Untuk sesar turun:

$$\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| > \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right| \quad (62)$$



Gambar 26.Respon analisa SVD pada struktur geologi (Reynolds, 1997)

Prinsip dasar dan teknik perhitungan dari metode ini telah dijelaskan oleh Henderson & Zietz (1949), Elkins (1951) dan Rosenbach (1953). Pada data gravitasi, nilai anomali akan mengalami perubahan secara vertikal yang diakibatkan karena adanya efek distribusi massa yang tidak merata secara vertikal, maka turunan keduanya akan memperlihatkan besarnya efek gravitasi dari struktur-struktur yang lebih luas dan terletak jauh lebih dalam. Oleh karena itu, struktur-struktur kecil/lokal dan samar-samar dapat diperjelas keberadaannya atau lebih dipertajam bentuk kurvanya dibanding struktur-struktur regional yang lebih melebar bentuknya.

3.11 Metode Gayaberat untuk Identifikasi Patahan

Sesar merupakan suatu kondisi dimana bagian bidang permukaan bumi telah mengalami perpindahan atau pergeseran akibat gejala-gejala fisika seperti proses tumbukan antar dua lempeng. Dalam pengidentifikasiannya suatu patahan dalam gayaberat ditandai dengan harga anomali Bouguer yang naik atau turun secara drastis (curam) ((Nurwidjanto, 2011).

Analisis struktur bawah permukaan akan menghasilkan hasil yang beragam, sehingga digunakan metode analisa *derivative* (FHD (*First Horizontal Derivative*) dan SVD (*Second Vertical Derivative*)). FHd digunakan untuk menunjukkan batas struktur geologi yang menyebabkan anomali, pada daerah yang memiliki struktur geologi cenderung memiliki karakteristik tajam berupa nilai minimum atau maksimum. SVD dilakukan untuk memunculkan efek dangkal untuk mendeteksi anomali yang disebabkan oleh struktur. Pada SVD anomali yang disebabkan oleh struktur akan memiliki nilai mutlak maksimum dan nilai mutlak minimum yang dibatasi oleh nilai nol atau mendekati nol sebagai batas karakteristik geologi (Reynolds, 1997)

3.12 Metode Gayaberat Untuk Identifikasi Cekungan

Metode gayaberat digunakan untuk mengidentifikasi struktur geologi di bawah permukaan dengan memanfaatkan variasi medan gravitasi bumi yang dihasilkan oleh perbedaan rapat massa batuan di bawah permukaan. Prinsip metode ini digunakan untuk memisahkan densitas dari sumber anomali tertentu terhadap rapat massa lingkungan sekitarnya. Cekungan, umumnya dikenali oleh endapan

sedimen yang terkumpul di dalamnya, dapat diidentifikasi dalam daerah penelitian melalui metode ini (Hasan dan Irham, 2008).

Interpretasi sub-cekungan sedimen dapat dilakukan baik secara kualitatif maupun kuantitatif. Interpretasi kualitatif melibatkan peta anomali residual, di mana anomali rendah menunjukkan keberadaan batuan dengan kontras densitas yang rendah yang diidentifikasi sebagai cekungan sedimen. Sementara itu, interpretasi kuantitatif melibatkan pembuatan model geologi bawah permukaan berdasarkan pola anomali residual di daerah penelitian. Penentuan kedalaman model geologi dilakukan melalui analisis spektrum (Setiadi dkk., 2010).

IV. METODE PENELITIAN

4.1 Waktu dan Tempat Penelitian

Waktu dan tempat penelitian ini adalah sebagai berikut:

Waktu : November 2023 – Maret 2024

Tempat : Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika, Jurusan Teknik Geofisika, Universitas Lampung

Alamat : Laboratorium Terpadu Jurusan Teknik Geofisika Lt. 3 - Jl. Brojonegoro No. 1 Gedong Meneng, Rajabasa, Gedong Meneng, Kec. Rajabasa, Kota Bandar Lampung, Lampung 35142.

4.2 Alat dan Bahan

Untuk kelancaran pelaksanaan penelitian ini diperlukan alat dan bahan sebagai penunjang. Adapun alat dan bahan yang digunakan selama penelitian ini adalah sebagai berikut:

Tabel 4. Alat dan bahan penelitian

No	Alat	Fungsi
1	Laptop	Untuk melakukan <i>processing</i> data dan penyusunan laporan.
2	<i>Microsoft Word</i>	Untuk penyusunan laporan.
3	<i>Software Surfer 17</i>	Untuk pembuatan peta, mengubah koordinat <i>decimal degree</i> menjadi UTM, membuat lintasan analisis spektrum dan melakukan <i>filter moving average</i> .
4	<i>Software DoSBox 0.74</i>	Untuk melakukan analisis spektrum.

No	Alat	Fungsi
5	<i>Microsoft Excel</i>	Untuk melakukan koreksi data gayaberat dan perhitungan <i>slice</i> lokasi dalam penentuan nilai lebar jendela dalam analisis spektrum serta untuk analisis grafik FHD dan SVD.
6	<i>Software Global Mapper</i>	Untuk mendapatkan nilai elevasi dan menentukan batas regional dan lokal daerah penelitian yang kemudian digunakan untuk mendapatkan koreksi medan.
7	<i>Software Oasis Montaj 8</i>	Untuk mencari koreksi <i>terrain, display</i> peta anomali gayaberat, melakukan <i>high pass filter</i> untuk mendapatkan anomali FHD dan SVD, serta pembuatan model 2D bawah Permukaan.
8	<i>Software GRAV3D</i>	Untuk membuat model sebaran densitas 3D.
9	<i>Software ArcGIS 10.8</i>	Untuk pembuatan peta administrasi dan peta geologi daerah penelitian.

No	Bahan	Fungsi
1	Data Gayaberat	Data penelitian ini merupakan data sekunder yang didownload dari citra satelit pada <i>website</i> https://murray-lab.caltech.edu/GGMplus/submitter.php . Data ini berupa data gayaberat observasi (g_{obs}) serta data koordinat lintang dan bujur. Digunakan untuk menghasilkan anomali target gayaberat.
2	Data DEM STRM	Digunakan untuk mendapatkan nilai elevasi dan mendapatkan batas regional serta lokal pada lokasi penelitian.
3	Data Geologi	Digunakan sebagai data pendukung yang memberikan informasi lapisan batuan, formasi batuan, struktur, stratigrafi, fisiografi, jenis dan sifat batuan.

4.3 Jadwal Kegiatan

Adapun alat dan bahan yang digunakan selama penelitian ini adalah sebagai berikut:

Tabel 5. Jadwal kegiatan penelitian

4.4 Prosedur Penelitian

Adapun Prosedur yang digunakan pada penelitian adalah sebagai berikut:

4.4.1 Studi Literatur

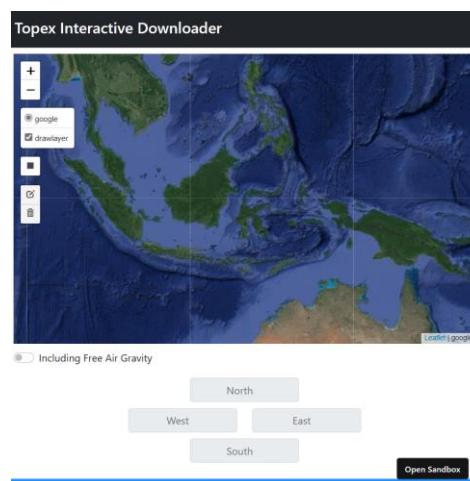
Studi literatur dilakukan pada tahapan awal untuk mengumpulkan data yang berkaitan dengan penelitian yaitu seperti tinjauan teori dasar dan tinjauan anomali. Hal ini dilakukan untuk mempermudah penulis dalam melakukan penelitian. Pada tahap ini, penulis mempelajari mengenai stratigrafi serta struktur geologi regional pada daerah penelitian, pengolahan data gayaberat menggunakan *Microsoft Excel* dan *Oasis Montaj*.

4.4.2 Cara Kerja pengambilan Data

4.4.2.1 Pengambilan Data Gravitasi Observasi

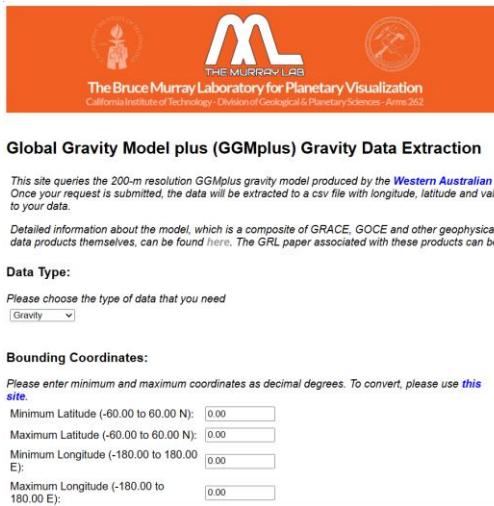
Pada penelitian ini penulis menggunakan data gayaberat sekunder yang diperoleh dari citra satelit berupa data gayaberat observasi (g_{obs}) serta data koordinat lintang dan bujur yang berasal dari gabungan satelit gravitasi, GOCE, EGM2008, dan GRACE serta menggunakan efek gravitasi gelombang pendek dengan resolusi 200 meter untuk semua wilayah antara $\pm 60^\circ$ lintang yang diunduh melalui website GGMPlus2013 Global Model. Adapun tahapan pengunduhan data adalah sebagai berikut:

1. Menentukan titik-titik batas kooordinat dari wilayah penelitian menggunakan *Topex Interactive Downloader* (**Gambar 27**).



Gambar 27. Penentuan batas-batas koordinat lokasi penelitian (Yufajjru, 2022)

2. Mengakses situs satelit data gravitasi GGMPLUS2013 Global Model melalui <https://murray-lab.caltech.edu/GGMplus/submitter.php>.



Gambar 28. Website data gravitasi GGMplus

4.4.2.2 Pengambilan Data Elevasi

Data yang didapatkan dari citra satelit sebelumnya hanya koordinat lintang, bujur dan gayaberat observasi sehingga diperlukan data DEM dan *software* Global Mapper untuk mendapatkan nilai elevasi dari lokasi penelitian yang dilakukan dengan cara sebagai berikut:

- Menentukan nilai maksimum dari lintang dan bujur untuk mengetahui batas daerah Utara (*North*) dan (*East*).
- Menentukan nilai minimum dari lintang dan bujur untuk mengetahui batas daerah Selatan (*East*) dan Timur (*West*).
- Export* DEM dari Global Mapper, pilih *export elevation grid format*, ubah formatnya data menjadi *XYZ grid*, pada *resolution* masukan x-axis dan y-axis sesuai dengan interval dari data. Kemudian ke *export bound* dan masukan batas minimum dan maksimum dari masing-masing koordinat yang telah dihitung sebelumnya.

4.4.3 Pengolahan Data

Pengolahan data gayaberat dibagi menjadi dua tahapan, yaitu tahapan pertama meliputi penentuan densitas Bouguer dan koreksi-koreksi data gravitasi sampai didapatkan data anomali Bouguer lengkap (ABL); serta

tahapan lanjutan yang meliputi proses analisis spektrum, *filtering*, analisis *derivative*, *forward modelling* 2D dan *inverse modelling* 3D.

4.4.3.1 Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Koreksi gayaberat akibat perbedaan posisi lintang dilakukan karena bentuk bumi yang tidak bulat, menghasilkan perbedaan antara jari-jari bumi di kutub dan di khatulistiwa (Sarkowi, 2014).

4.4.3.2 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Koreksi udara bebas (*Free Air Correction*) adalah penyesuaian yang diperlukan karena pengaruh variasi ketinggian terhadap medan gravitasi bumi. Koreksi ini dilakukan untuk menarik bidang pengukuran (P) ke bidang datum yaitu bidang *goid* (P_0). Perhitungan koreksi udara bebas pada gayaberat dapat diturunkan dari persamaan gayaberat normal untuk bumi berbentuk elipsoid, sehingga koreksi udara bebas di permukaan bumi bernilai -0,308765 h .

4.4.3.3 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

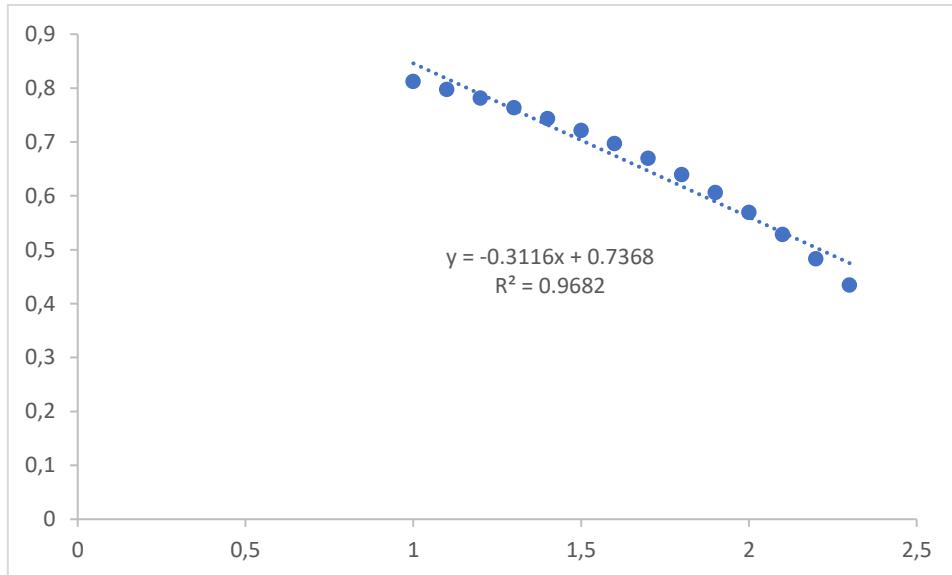
Koreksi Bouguer mempertimbangkan massa batuan yang berada di antara stasiun pengukuran dan bidang geoid. Penyesuaian ini dilakukan dengan menghitung tarikan gravitasi yang dihasilkan oleh batuan dalam bentuk lapisan (*slab*) dengan ketebalan H dan densitas rata-rata ρ .

4.4.3.4 Penentuan Densitas Wilayah

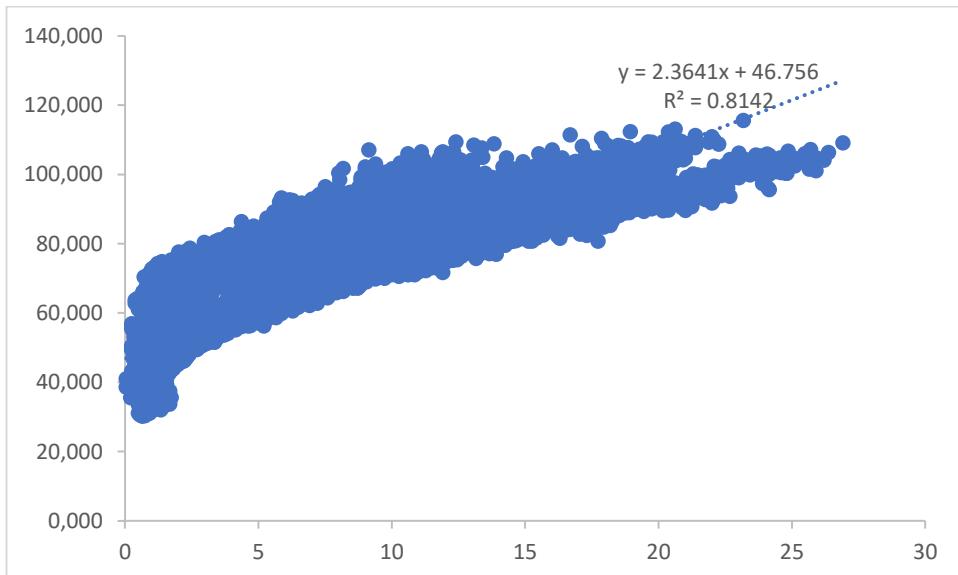
Penentuan densitas Bouguer rata-rata di wilayah penelitian menggunakan metode Nettleton dan Parasnus. Metode Nettleton dilakukan dengan cara menginput nilai FAA dan elevasi lalu dilakukan perhitungan sebagai berikut:

$$\rho = \frac{0,7368}{0,3112} = 2,364$$

sehingga didapatkan nilai densitas Bouguer sebesar 2,36 gr/cc yang didapatkan dari garis regresi linier yang berada pada kemiringan ρ (**Gambar 29**). Nilai densitas Bouguer metode Parasnus didapatkan dengan melakukan *plotting* nilai FAA terhadap BC, sehingga diperoleh garis regresi linier yang berada pada kemiringan ρ (**Gambar 30**).



Gambar 29. Grafik densitas Nettleton



Gambar 30. Grafik densitas Parasnis

4.4.3.5 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan atau topografi dilakukan untuk mengatasi dampak pengaruh penyebaran massa yang tidak teratur di sekitar titik pengukuran.

4.4.3.6 Analisis Spektrum

Pada tahap ini dilakukan analisis *Transformasi Fourier* menggunakan data *Complete Bouguer Anomaly* (CBA) dengan menggunakan 6 lintasan. Dalam menghitung transformasi matematis untuk mengubah sinyal waktu

distrik ke domain frekuensi menggunakan algoritma FFT (*Fast Fourier Transform*). Selanjutnya dilakukan perhitungan dengan *Microsoft Excel* untuk mendapatkan nilai amplitudo (A), $\ln A$, frekuensi dan nilai bilangan gelombang k . Nilai amplitudo (A) dihasilkan dengan cara menghitung akar kuadrat dari nilai *real* dan imajiner. Nilai $\ln A$ dihasilkan dengan cara melogaritmakan nilai amplitudo (A). Perhitungan nilai frekuensi bergantung pada domain spasial yang telah ditentukan sebelumnya. Dimana dengan mengetahui besarnya nilai k . Setalah itu, dilakukan *plotting* nilai k dan $\ln A$ (), sehingga diperoleh nilai *cut off* yang akan digunakan pada penentuan besarnya lebar jendela.

4.4.3.7 Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Proses pemisahan regional dan residual dan juga *noise* yang dilakukan dengan menggunakan filter *moving average*. Dimana efek yang berasal dari batuan pada daerah dangkal disebut dengan anomali regional sedangkan efek yang berasal dari batuan yang dalam disebut dengan anomali residual. Filter *moving average* adalah filter yang menggunakan nilai frekuensi rata-rata dari anomali sebagai penyaring frekuensi sehingga didapatkan anomali regional. Selanjutnya selisih antara anomali regional dan *Complete Bouguer Anomaly* (CBA) dihasilkan anomali residual dengan memasukan nilai lebar jendela yang didapatkan dari analisis spektrum dan tahapan tersebut dilakukan menggunakan *software surfer*.

4.4.3.8 Analisis *Derivative*

Analisis *derivative* dilakukan untuk mengetahui keberadaan struktur patahan yang terdapat pada bawah permukaan lokasi penelitian, karena metode ini mampu memberikan gambaran batas-batas kontras anomali residual yang lebih jelas. Analisis *derivative* yang digunakan dalam penelitian ini adalah *First Horizontal Derivative* (FHD) dan *Second Vertical Derivative* (SVD). Hasil dari analisis *derivative* digunakan untuk data pendukung analisis struktur bawah permukaan agar mengetahui sebaran patahan daerah penelitian.

4.4.3.9 Forward Modelling 2D

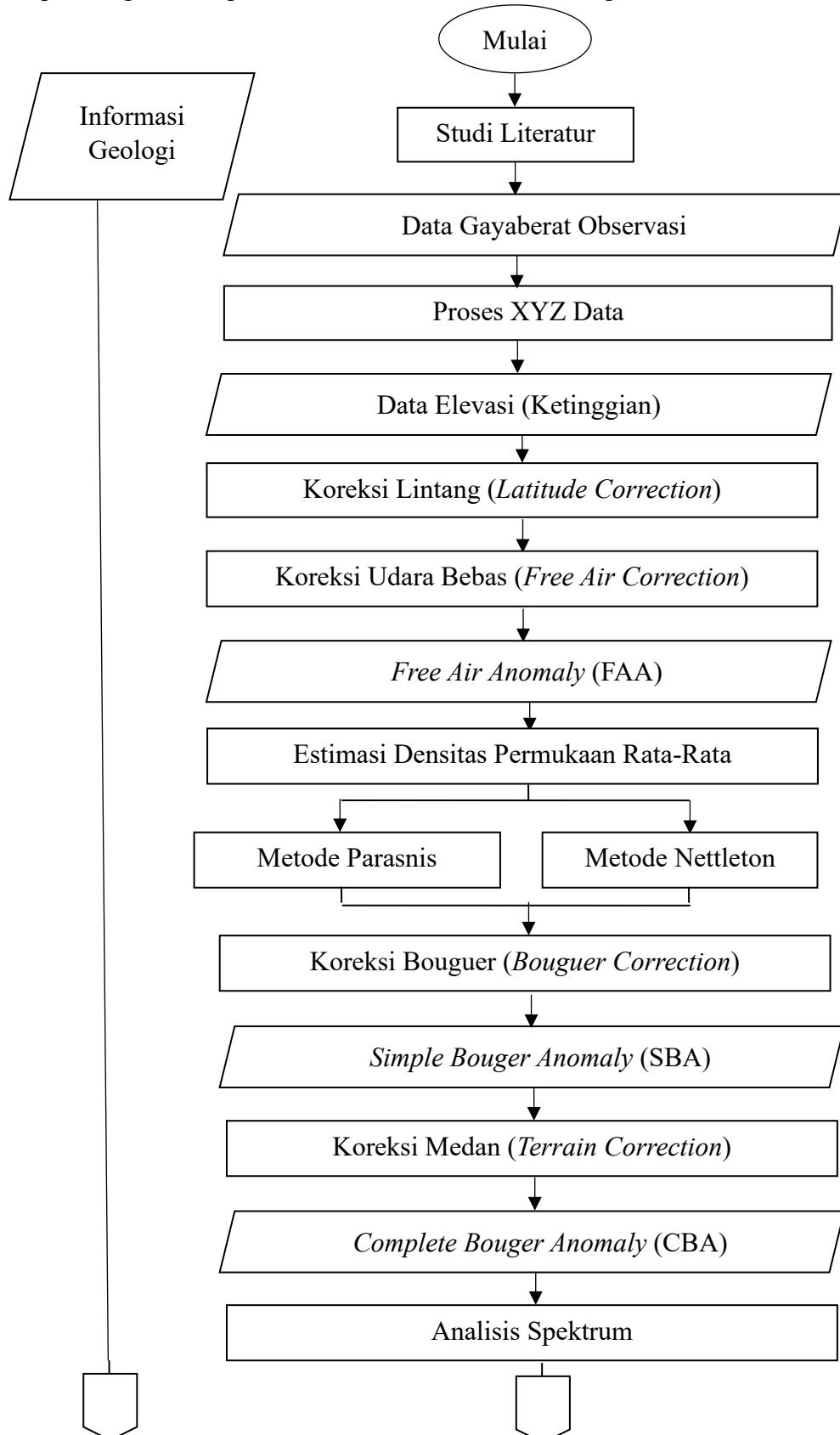
Pemodelan kedepan 2D dilakukan dengan menginput jarak dan data anomali residual berdasarkan lintasan yang telah dibuat. Proses penentuan lintasan dilakukan dengan menggambar lintasan yang melalui area anomali tinggi dan anomali rendah yang menunjukkan adanya patahan.

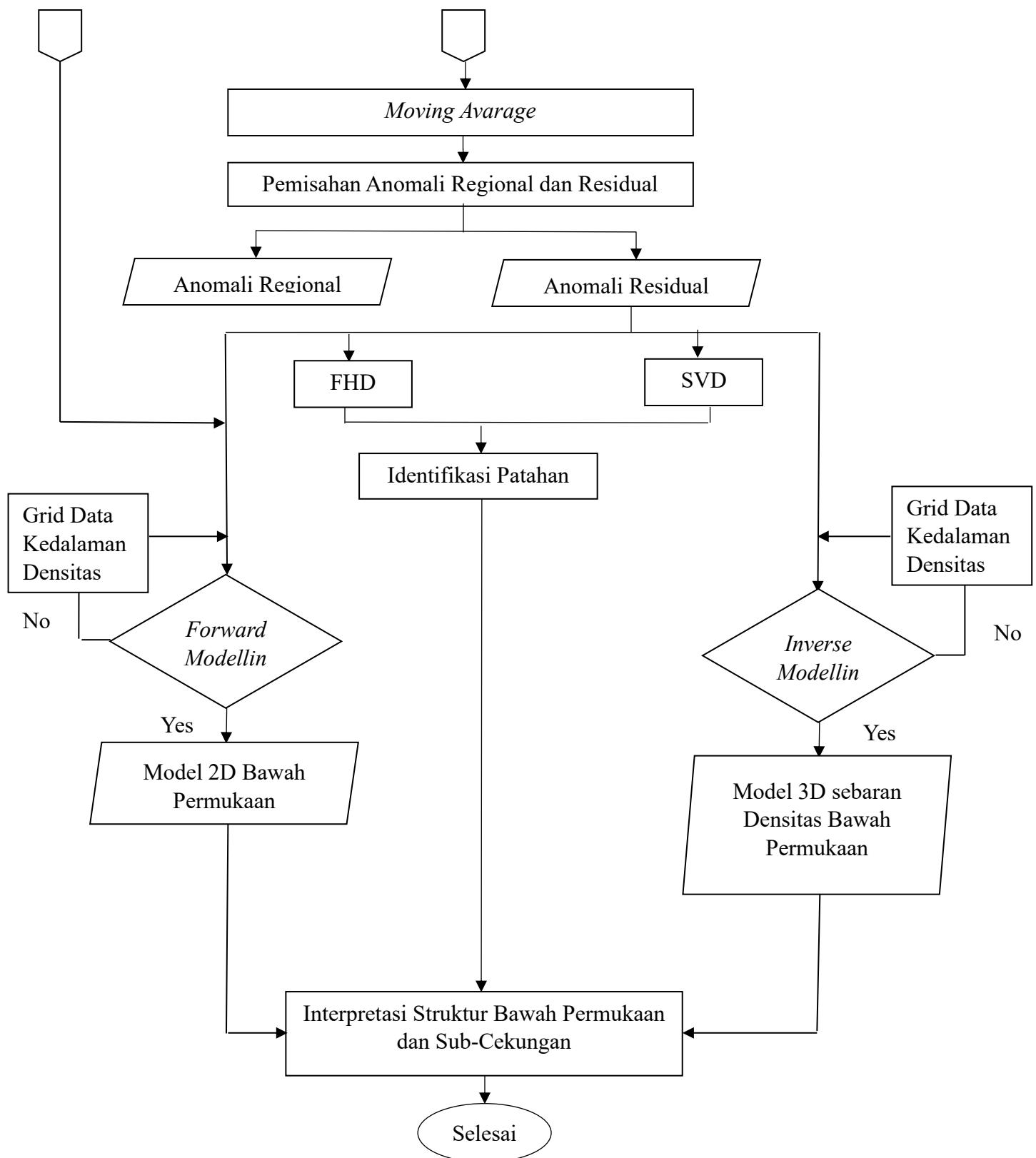
4.4.3.10 Inverse Modelling 3D

Pemodelan 3D inversi dilakukan untuk mengetahui penampang 3D bawah permukaan daerah penelitian, sehingga dapat diketahui struktur secara lebih jelas (Septian, 2023). *Inverse modelling* dilakukan menggunakan *software* Grav3D. Tahapan yang dilakukan dengan cara membuat *mesh* dengan *input* ukuran *grid*, koordinat, spasi, dan kedalaman serta dilakukan dengan menyiapkan data anomali residual sebagai parameter model 3D daerah penelitian yang mendekati model yang sebenarnya.

4.5 Diagram Alir

Adapun diagram alir pada Seminar Usul ini adalah sebagai berikut:





Gambar 31. Diagram Alir Penelitian

V. KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan pengolahan data gayaberat dan interpreasi data yang telah dilakukan maka dapat disimpulkan bahwa:

1. Berdasarkan analisis spektrum didapatkan kedalaman regional 4194 meter, kedalaman residual adalah 1369 meter.
2. Berdasarkan hasil dari anomali residual terdapat 9 sub-cekungan yang terdapat pada Kecamatan Kecamatan Botain, Bagun, Beraur, Konda, Kais Darat, Kais, Moskona Darat, Aitinyo Barat, Ayamaru Timur, Mare Selatan, Ayamaru Jaya, Fokour, Sawat, Konhir, Hobard, Klawak, Konhir, Buk, Ases dan Aifat Utara.
3. Berdasarkan analisis *derivative* diketahui patahan yang terkonfirmasi peta geologi pada lintasan 1 terdapat pada jarak 42592 m, lintasan 2 terdapat 7 patahan pada jarak 33938 m, 42741 m, 46474 m, 52643 m, 59245 m, 65847 m, dan 81251 m, lintasan 3 terdapat 7 patahan pada jarak 15302 m, 33009 m, 49415 m, 53816 m, 57117 m, 69222 m, dan 90130 m.
4. Hasil *forward modelling* lintasan 1, lintasan 2 dan lintasan 3 terdiri atas 3 lapisan. lapisan pertama berupa batugamping, lapisan kedua batupasir, lapisan ketiga berupa *basement*. Pada wilayah penelitian tersusun atas batuan yang berpotensi sebagai hidrokarbon yang terdapat pada *source rock*, reservoir, dan lapisan penutup (*seal*). Hasil pemodelan inversi 3D, model distribusi densitas, menunjukkan densitas rendah dan tinggi di tengah daerah penelitian dengan nilai 1,27 gr/cc hingga 2,98 gr/cc.

5.2 Saran

Untuk mengkonfirmasi struktur dan sub-cekungan migas lebih lanjut diperlukan analisis mendetail mengenai struktur geologi daerah penelitian. Dalam hal ini, dapat digunakan metode geofisika lainnya untuk mendukung hasil penelitian sehingga kedepannya dapat dilakukan eksplorasi lebih lanjut.

DAFTAR PUSTAKA

- Agustin, M, V. 2016. *Tugas Kuliah Geologi Indonesia Kondisi Dan Potensi Geologi Di Kawasan Kepala Burung (Papua Barat)*. Universitas Gajah Mada, Yogyakarta.
- Anggraeni, F, K, A. 2021. Pemisahan Anomali Regional dan Residual Data Gravitasi Gunung Semeru Jawa Timur. *Jurnal Fisika Unand (JFU)*, 10 (4), 421-427.
- Aufia, Y, F., Karyanto., & Rustadi. 2019. Pendugaan Patahan Daerah “Y” Berdasarkan Anomali Gayaberat Dengan Analisis Derivative. *Jurnal Geofisika Eksplorasi*, 5 (1), 75-88.
- AufiaY, F. 2017. Pendugaan Patahan Daerah “Y” Berdasarkan Anomali Gayaberat Dengan Analisis Derivative. *Skripsi*. Universitas Lampung, Lampung.
- Blakely, R.J. 1995. *Potensial Theory in Gravitasasi and Magnetic Applications*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Blakely, R.J. 1996. *Potential Theory in Gravitasasi and Magnetic Application*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Broto, P, K, S. 2001. *Teori dan Aplikasi Metode Gravitasii*. Universitas Gadjah Mada. Yogyakarta.
- Brown, C.M., Pigram, C.J., & Skwarko, S.K. 1979. Mesozoic stratigraphy and geological history of Papua New Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, 301–322

- Cardwell, R.K., Isacks, B.L., & Karig, D.E. 1980. The spatial distribution of earthquakes, focal mechanisms solutions, and subducted lithosphere in the Philippine and northeastern Indonesian islands. *American Geophysical Union Monograph*, 23, 1–35.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., & Stein, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21.
- Dewey, J.F., Ryan, P.D., & Anderson, T.B. 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic changes: The role of eclogites. *Geological Society [London] Special Publication*, 76, 325–343.
- Dewi, I, R., Anggraeni, D, P., Risfianty, D, K., & Sanuriza, I, I. 2022. Anomali Bouguer Lengkap untuk Mengidentifikasi Sistem Panas Bumi Gunung Pandan Jawa Timur. *Evolusi: Journal of Mathematics and Sciences*, 6(1).
- Distamben. 2004. *Fisiografi*. <http://distamben.papua.go.id/Stratigrafi.htm>. Diakses pada 25 Agustus 2023.
- Distamben. 2004. *Setting Tektonik*. <http://distamben.papua.go.id/Stratigrafi.htm>. Diakses pada 25 Agustus 2023.
- Diyanti. 2014. *Interpretasi Struktur Geologi Bawah Permukaan Daerah Luewidamar Berdasarkan Analisis Spektral Data Gaya Berat*. Skripsi. Prodi Fisika FMIPA Universitas Pendidikan Indonesia. Bandung.
- Elkins, T.A. 1951. The Second Derivative Method of Gravitation Interpretation. *Geophysics Journal*, 23, .97-127.
- Fadia, H, P. 2023. Forward Modelling Data Graviti Untuk Identifikasi Keberadaan Cekungan Sebagai Salah Satu Elemen Petroleum System di Cekungan Sumatera Tengah. *Skripsi*. Universitas Negeri Syarif Hidayatullah, Jakarta.
- Grandis, H. 2009. *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*. Jakarta: Himpunan Ahli Geofisika Indonesia.

- Haerudin, N., & Karyanto. 2007. Aplikasi Metode Polinomial Least Square Berbasis Matlab Untuk Memisahkan Efek Residual Anomali Regional Pada Data Gravitasi. *Jurnal FMIPA Universitas Lampung*, 13, 32-36.
- Hasan M.A. & M. Irham.N. 2008. Estimasi Penyebaran Sedimen Cekungan Jawa Timur Dengan Metode Gravitasi . *Jurnal Berkala Fisika*, 11, 137-145.
- Henderson, R.G. & Zietz, I. 1949. The Computation of Second Vertical Derivative of Geomagnetic Fields. *Geophysics Journal*, 14.
- Hinze, W.J. 2013. *Gravitas and Magnetic Exploration Principles, Practices, and Applications*, 1 Ed. Cambridge University Press. Cambridge.
- Indriana, D,R. 2008. Estimasi Ketebalan Sedimen dan Kedalaman Diskontinuitas Mohorovicbic Daerah Jawa Timur Dengan Analisis Power Spektrum Data Anomali Gravitasi. *Berkala Fisika*, 11 (2), 67-74.
- Kadir, W.G.A. 2000. *Eksplorasi Gayaberat dan Magnetik*. Bandung: Jurusan Teknik Geofisika Fakultas Ilmu Kebumian dan Teknologi Mineral ITB.
- Kadir, W.G.A., 1999, *Survey Gayaberat 4 Dimensi dan Dinamika Sumber Bawah Permukaan*: Proceeding HAGI XXIV, Surabaya.
- Lemigas, 2009. Paleogeografi dan Potensi HC Cekungan Pratersier Daerah Kepala Burung. *Pro-gram Penelitian dan Pengembangan Teknologi Eksplorasi Migas*. Lemigas Jakarta.
- Lestari, D. 2019. Visualisasi Struktur Bawah Permukaan Gunung Merapi Menggunakan Data Anomali Gravitasi Citra Satelit. *Skripsi*. Universitas Negeri Semarang, Semarang.
- Liana, Y, R., Magdalena, T, M., Syarifah, W., Supriyadi, S, & Khumaedi. 2020. Analisis Anomali Bouguer Data Gayaberat Strudi di Kota Lama Semarang. *Jurnal Riset Sains dan Teknologi*, 4(2), 63-68.
- Martha, A.A. 2011. *Pemodelan 3D Data Gayaberat Lapangan Panas Bumi Ulubelu, Tanggamus, Lampung*. Thesis Institut Teknologi Bandung.

- Mufliahah, I. 2014. Distribusi dan Pola Seasr Daerah Kepala Burung (Papua Barat). *Jurnal Neutrino*, 6(2).
- Natawidjaja, D, N., Sapiie, B., Daryono, M, M., Marliyani, D, I., Pamumpuni A., Mukti, M, M., Supartoyo., Handayati, S., & Solikhin. 2017. *Bab II Geologi Gempa Indonesia*. Public Works.
- Octonovrilna, L. dan Pudja, IP. 2009. Analisa Perbandingan Anomali Gravitasi dengan Persebaran Intrusi Air Asin. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*.10 (1): 39 – 57
- Parapat. J . 2017. Analisis dan Pemodelan Inversi 3D Struktur Bawah Permukaan Daerah Panas Bumi Sipoholon Berdasarkan Data Gaya Berat. *Skripsi*. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Surabaya.
- Perkins, W.T & Livsey, R.A., 1993. *Geology of the Jurassic Discoveries in Bintuni bay, Western Irian Jaya*. Proceedings Twenty Second Annual, Indonesia Petroleum Association, 1,793-830.
- Pigram, C.J., & Panggabean, H. 1984. Rifting of northern margin of the Australian continent and the origin of some microcontinents in eastern Indonesia. *Tectonophysics*, 107, 331–353.
- Pigram, C.J., & Symonds, P.A. 1991. A review of the timing of the major tectonic events in the New Guinea orogen. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 6, 307–318.
- Plouff, D. 1976. Gravitas and Magneti Field Of Polygon Prisms And Application To Magnetic Terrain Corrections. *Geophysics*, 41, 727-741.
- Purwanto, P., Widiyantoro, S., & Mahdi, F. (2020). Strike-slip fault identification based on gravitasi imaging. Case study at the beneath of Wiriagar Oil Field. *Jurnal LEMIGAS*, 17(2), 119-130.
- Reynolds, J.M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester: John Wiley and Sons.

- Robinson, G, P., Ratman, N. & Pieters, P, E. 1990. *Geologi Lembar Manokwari, Irian Jaya*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Departemen Pertambangan dan Energi
- Rosenbach, O. 1953. A Contribution to The Computation of “Second Derivative” from Gravitas Data. *Geophysics Journal*, 18, 894 – 912.
- Rosid, S. 2005. *Gravitas Method in Exploration Geophysics*. Department of Physics, University of Indonesia.
- Sarkowi, M. 2010. Identifikasi Struktur Daerah Panasbumi Ulubelu Berdasarkan Analisa Data SVD Anomali Bouger. *Jurnal Ilmiah MIPA*, 16 (2), 111-118.
- Sarkowi, M. 2011. *Metode Eksplorasi Gayaberat*. Diktat Kuliah. Bandar Lampung: Universitas Lampung.
- Sarkowi, M. 2014. *Eksplorasi Gaya Berat*. Graha Ilmu. Yogyakarta.
- Septian, D. 2023. *Identifikasi Struktur Patahan Lembang Menggunakan Metode Analisa Derivative dan Pemodelan 3D Inversi Data Gravitas*. Skripsi: UIN Syarif Hidayatullah.
- Setiadi, I., & Pratama, A. W. 2018. Pola Struktur dan Konfigurasi bawah permukaan Cekungan Jawa Barat Utara berdasarkan analisis gayaberat, *Jurnal Geologi dan Sumber Daya Mineral*, 9 (2), 59-72.
- Setiadi, I., Setyanta, B., & Widijono, B.S. 2010. Delineasi Cekungan Sedimen Sumatera Selatan Berdasarkan Analisis Data Gaya Berat. *Jurnal Sumber Daya Geologi*. 20(2): 93-106.
- Setiadi, I., Purwanto, C., Kusnida D., & Firdaus, Y. 2019. Interpretasi Geoogi Bawah Permukaan Berdasarkan Analisis Data Gayaberat Menggunakan Filter Optimum Upward Continuation dan Pemodelan 3D Inversi: (Studi Kasus: Cekungan Akimeugah Selatan, Laut Arafura). *Jurnal Geologi Kelautan*, 17 (1), 33-48.
- Setiawan, D. D., Supriatna, N., Amin, N., & Purwanto, P. (2021). Identification of sediment–basement structure in West Papua province, Indonesia, using

- gravitasi and magnetic data inversion as an Earth's crust stress indicator. *Journal of Physics: Conference Series*, 1921(1).
- Stagpoole, V., Caratori Tontini, F., Barretto, J., Davy, B., & Edbrooke, S. W. 2016. Inversion of Magnetic and Gravitas Data Reveals Subsurface Igneous Bodies in Northland, New Zealand. New Zeal. *J. Geol. Geophys*, 59, 416–425.
- Sugita, M, I., Janah, A, F., Rahmawati, D., Supriyadi., & Khumaedi. 2020. Analisis Data Gayaberat di Daerah Dendan Duwur Semarang. *Jurnal Pf Research And Technology*, 6(1), 2460-5972.
- Sumintadireja, P., Dahrin, D., & Grandis, H. 2018. A note on the use of the second vertical derivative (SVD) of gravitasi data with reference to Indonesian cases. *Journal of Engineering and Technological Sciences*, 50(1), 127–139.
- Supriyadi., Khumaedi., Sugiyanto., & Setiaswan, F. 2019. Pemisahan Anomali Regional dan Residual Data Gayaberat Studi Kasus Di Kota Lama Semarang. *PERJ*, 1 (1), 29-36.
- Supriyanto, 2007. *Analisis Data Geofisika: Memahami Teori Inveri*. Dapatermen Fisika FMIPA Universitas Indonesia, Depok.
- Susanti, D, A., Pujiastuti, D., & Handayani, L. 2022. Pemodelan Struktur Bawah Permukaan Formasi Jatibarang Berdasarkan Metode Gayaberat. *Jurnal Fisika Unand*, 11(1), 131-138.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., & Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics 2nd edition*. Cambridge Univ. Press.
- Ufford, Q, V A.I. 1996. *Stratigraphy, structural geology, and tectonics of a young forearc-continent collision, western Central Range, Irian Jaya (western New Guinea), Indonesia*. Austin, University of Texas.
- Ufford, Q, V, A., & Cloos, M. 2005. Cenozoic tectonics of New Guinea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89.

- Untung, M., 2001. *Dasar-Dasar Magnet dan Gayaberat Serta Beberapa Penerapannya (SeriGeofisika)*. Himpunan Ahli Geofisika Indonesia.
- Veevers, J.J., Powell, C.McA., & Roots, S.R. 1991. Review of seafloor spreading around Australia: I. Synthesis of the patterns of spreading. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38, 373–389.
- Wachidah, N. 2017. Identifikasi Struktur Lapisan Bawah Permukaan Daerah Potensi Mineral Dengan Menggunakan Metode Gravimetry di Lapangan “A”, Pongkor, Jawa Barat. *Tugas Akhir*. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Surabaya.
- Yufajjiru, L. 2022. *Topex Interactive Downloader*. <https://e12f1.csb.app/>. Diakses pada 11 Januari 2024.
- Zaenudin, A., & Yulistina, S. 2018. Studi Identifikasi Struktur Geologi Bawah Permukaan Untuk Mengetahui Sistem Sesar Berdasarkan Analisis First Horizontal Derivative (FHD), Second Vertical Derivative (SVD) dan 2,5D Forward Modeling Di Daerah Manokwari Papua Barat. *Jurnal Geofisika Eksplorasi*, 4 (2), 173-186.
- Zhou, X., Zhong, B., & Li, X. 1990. Gravimetric Terrain Correction By Triangular Element Method. *Geophysics*, 55, 232-238.