

SKRIPSI GEOFISIKA

**ANALISIS SESAR DENGAN DATA GAYABERAT MENGGUNAKAN
METODE SVD (*SECOND VERTICAL DERIVATIVE*) DI DAERAH
PANAS BUMI “MN”**



Disusun dan Diajukan Oleh:

MUHAMMAD NURSALAM

H061 17 1002

DEPARTEMEN GEOFISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2021

HALAMAN JUDUL

ANALISIS SESAR DENGAN DATA GAYABERAT
MENGGUNAKAN METODE SVD (*SECOND VERTICAL*
***DERIVATIVE*) DI DAERAH PANAS BUMI “MN”**

SKRIPSI

Diajukan Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains

Pada Departemen Geofisika

Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Universitas Hasanuddin

OLEH:

MUHAMMAD NURSALAM

H061171002

DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR

2021

LEMBAR PENGESAHAN

**ANALISIS SESAR DENGAN DATA GAYABERAT MENGGUNAKAN
METODE SVD (SECOND VERTICAL DERIVATIVE) DI DAERAH
PANAS BUMI "MN"**

Disusun dan diajukan oleh:

MUHAMMAD NURSALAM

H061 17 1002

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka
Penyelesaian Program Sarjana Program Studi Geofisika Fakultas Matematika dan
Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin

Pada tanggal 25 November 2021

Dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama,



Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, MT, Surv., IPM
NIP. 196406161989031006

Pembimbing Pertama,



Dra. Maria, M.Si
NIP. 196307281991032002

Ketua Departemen Geofisika,


Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng
NIP. 196709291993031003

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Muhammad Nursalam
NIM : H061171002
Program Studi : Geofisika
Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya berjudul:

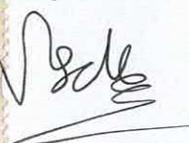
**“ANALISIS SESAR DENGAN DATA GAYABERAT
MENGUNAKAN METODE *SVD (SECOND VERTICAL
DERIVATIVE)* DI DAERAH PANAS BUMI MN”**

Adalah karya tulisan saya sendiri dan bukan merupakan pengambil alihan tulisan orang lain. Skripsi yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan Skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, 25 November 2021

Yang menyatakan



MUHAMMAD NURSALAM

Abstrak

Sesar menjadi pemicu terhadap kemunculan manifestasi panas bumi di permukaan. Penelitian ini bertujuan untuk interpretasi pola sebaran anomali gayaberat, identifikasi jenis sesar dan mengetahui tingkat hubungan antara data anomali gayaberat dengan keberadaan sesar pada daerah penelitian. Data Anomali Bouguer Lengkap diperoleh dari hasil koreksi nilai percepatan gravitasi. Dari data tersebut dilakukan transformasi Fourier untuk mendapatkan nilai kedalaman serta batas dari anomali. Metode *Moving Average* memisahkan data anomali regional dan residual. Metode *Second Vertical Derivative* memberikan informasi mengenai keberadaan jenis sesar. Kontur Anomali Bouguer Lengkap bernilai 977026- 977074 mGal. Dari hasil analisis *derivative* diperoleh 24 struktur sesar diantaranya 12 sesar naik, 10 sesar normal, 2 sesar geser yang tersebar di lintasan pengukuran. Uji normalitas terhadap semua data G_{CBA} dan *SVD* menunjukkan bahwa data tersebut berdistribusi secara normal. Hasil uji regresi terhadap 24 titik keberadaan sesar, menunjukkan bahwa nilai variabel X (G_{CBA}) berpengaruh positif terhadap variabel Y (*SVD*) tetapi pengaruhnya kurang signifikan.

Kata kunci: *Panas bumi, Anomali Bouguer Lengkap, SVD, Sesar, Uji Statistik.*

Abstract

The fault triggers the emergence of geothermal manifestations on the surface. This study aims to interpret the pattern of gravity anomaly distribution, identify the type of fault and determine the level of relationship between the gravity anomaly data and the presence of faults in the study area. Complete Bouguer Anomaly data obtained from the correction of the value of the acceleration of gravity. From the data, Fourier transform is performed to get the value of the depth and boundary of the anomaly. The Moving Average method separates regional and residual anomaly data. The Second Vertical Derivative Method provides information about the presence of this type of fault. The Complete Bouguer Anomaly Contour is worth 977026-977074 mGal. From the results of the derivative analysis obtained 24 fault structures including 12 rising faults, 10 normal faults, 2 shear faults spread over the measurement trajectory. Normality tests for all G_{CBA} and SVD data showed that the data were normally distributed. The results of the regression test at 24 points of the presence of faults showed that the value of the variable X (G_{CBA}) had a positive effect on the variable Y (SVD) but the effect was less significant.

Keywords: Geothermal, Complete Bouguer Anomaly, SVD, Fault, Statistical Test.

KATA PENGANTAR



Assalamualaikum Warohmatullahi Wabarokatuh

Segala puji dan syukur penulis panjatkan kehadiran Allah Subhanahu wa ta'ala yang telah melimpahkan rahmat dan hidayah-Nya sehingga penulis dapat berusaha sebaik mungkin dalam penyelesaian tugas akhir ini. Shalawat serta salam semoga tercurah kepada Rasulullah shallallahu 'alaihi wa sallam beserta keluarganya, para Sahabt serta para pengikutnya yang senantiasa istiqomah menjalankan sunnahnya.

Skripsi ini diajukan untuk memenuhi syarat guna memperoleh gelar Sarjana (S1) dari Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam di Universitas Hasanuddin. Penulisan skripsi ini juga tidak lepas dari tujuan untuk membagi ilmu kepada pembaca mengenai topik yang diangkat, dalam hal ini berjudul “**Analisis Sesar Dengan Data Gayaberat Menggunakan Metode SVD (*Second Vertical Derivative*) Di Daerah Panas Bumi MN**”. Penyelesaian skripsi ini tidak terlepas dari keterbatasan penulis, akan tetapi berkat bantuan dan dorongan dari berbagai pihak penulis dapat menyelesaikannya dengan baik. Berbagai bentuk saran dan kritik yang bersifat membangun tentu sangat diharapkan penulis dalam peningkatan kualitas untuk karya-karya selanjutnya.

Dalam kesempatan ini dengan segala kerendahan hati ucapan terimakasih yang tak terhingga penulis haturkan kepada kedua orangtua tercinta: **Bapak Imran Mas'ud**

dan **Ibu Andi Muliana, S. Sos**, adik **Muh. Fitrah Fahreza, Muh. Fitri Fahrezi, Muhammad Rezki Maulana** dan **Dewi Humairah**, sebagai orang yang berada pada posisi terdepan dalam memberikan cinta kasih, doa serta berbagai pengorbanan untuk penulis.

Ucapan terima kasih juga saya tujukan kepada kerabat atas segala bentuk bantuan dan dukungan yang tulus menjadi ungkapan terindah yang penulis dapat sampaikan. Penulis juga ingin menyampaikan penghormatan dan rasa terimakasih kepada:

1. Bapak **Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, MT, Surv** selaku Pembimbing Utama dan Ibu **Dra. Maria, M.Si** selaku Pembimbing Pertama yang selalu meluangkan waktunya dan memberi perhatian, bimbingan, nasihat, motivasi serta masukan-masukan yang memberi semangat saya dalam menyelesaikan skripsi ini.
2. Bapak **Wiwid Joni, S.Si**, selaku pembimbing dari Instansi tempat penulis melaksanakan Tugas Akhir, yang telah menyediakan data dan memberikan dukungan serta masukan, membimbing penulis dalam penyelesaian Tugas Akhir.
3. Bapak **Ir. Bambang Harimei, M.Si** dan Bapak **Dr. Erfan Syamsuddin, M.Si** selaku tim penguji. Terimakasih atas kritik dan saran yang akhirnya membantu lahirnya segala tulisan yang ada dalam skripsi ini.
4. **Bapak Dr. Eng. Amiruddin** selaku Dekan FMIPA Unhas yang telah memberikan bimbingan dalam masalah akademik dan organisasi.

5. **Bapak Prof. Dr. Eng. Dadang Ahmad Suriamihardja, M.Eng.** selaku penasehat akademik yang telah memberikan banyak nasehat dan arahan kepada saya selama menempuh studi.
6. **Bapak Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng** selaku ketua Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin.
7. Dosen-dosen pengajar terkhusus **Dosen-dosen Departemen Geofisika** yang telah memberikan banyak bentuk pengajaran dan bimbingan selama saya menempuh pendidikan serta staf pegawai yang telah banyak membantu.
8. Tim Eksplorasi Geofisika Panas Bumi Bittuang terkhusus **Pak Joni, Pak Awin, Mas Bagus, Mas Angga, Mas Ucup, Mas Yanmak, Mas Upi, Pak Yusuf, Pak Andang, Pak Kumis, Pak Yusuf, Pak Toni** dan **Pak Budi** yang sudah membantu banyak penulis selama di lapangan. Hatur Nuhun
9. Tim Eksplorasi Geologi dan Geokimia Panas Bumi Bittuang yaitu **Teh Widya, Bu Evelyn, Mas Ivan, Mas Bagus, Mas Adit, Mas Gunawan, Pak Iim, Pak Hery, Pak Pur, Pak Ubay, Kang Adi** yang sudah memberi ilmu baru dan membantu penulis selama di Bittuang. Hatur Nuhun semuanya
10. Rifnaldo Karanghan dan Nurainun Sholihat Arifuddin, sebagai teman seperjuangan TA Geothermal hingga penulis bisa menyelesaikan Tugas Akhir berkat dukungan dan bantuan dari kalian.
11. Teman-teman seangkatan Geofisika 2017 Titien, Illa, Aya, Daya, Unia, Riri, Khusnul, Ale, Faisal, Mirna, Karmila, Hikmah, Ghufa, Nina, Adhe, Nia, Eki, Desha, Wide, Yusrin, Melsi, Miftah, Ainun, Syakirah, Esi, Aul, Sindy, Ajeng,

Indra, Ano, Danti, Adi, Aldo, Faqih, Fajar, Albar, Tsaqif, Dandung, Dicky, Farid, Jepri, Angga, Zahari dan Khalis, Bintang, Ajeng, Nea, Sindy terimakasih atas perjuangan dan kerja samanya selama ini, kalian memang yang terbaik.

12. Teman-teman Himafi 2017 yang selalu berusaha ada untuk satu sama lain, *be each others keeper, as always.*
13. Teman-teman Kepengurusan **BEM FMIPA Unhas 2020/2021** yang sudah memberikan dukungan dan Motivasi kepada penulis.
14. Kakak-kakak dan Adik-adik HMGF yang sudah membantu dan memberi semangat selama menjadi mahasiswa Geofisika, dan semoga kedepannya tetap kebersamai.
15. Teman-teman Kepengurusan HAGI 2021/2022 yaitu Aldo, Adhe, Angga, Sri, Evy, Dhea, Juni, Fiskah, Ananda, Andry, Arsyih, Diky, Fiskah, Haqqul, Huda, Liani, Mey, Sindy Tiara yang sudah memberikan dukungan kepada penulis.
16. Teman-teman, adik-adik dan kakak-kakak UKM Renang Unhas yang telah mengisi kegiatan organisasi dan olahraga penulis.
17. Teman-teman, yunda dan kanda HmI Komisariat MIPA Cabang Makassar Timur yang telah melatih kemampuan berpikir kritis penulis.
18. Teman-teman TAMPAN MAKS17 yaitu, Dicky, Fajar, Faishal, Faqih, Agung, Ardi, Ebit, Fadlan, Puad, Rial, Albar, Ano, Bintang, Reza, Riyadi, Qoil, Ale, Dandung, Callu, Aat, Roni, Sabran, Madan Angga, Khalis, Tsaqif, Aldo, Zahari yang selalu mendukung dan membantu penulis selama ini.
19. Teman-teman Kampus Mengajar Rahma, Dewi, Aten, Kurnia dan Hana yang sudah memberikan dukungan dan motivasi kepada penulis.

20. Kepada Penghuni Lab Geofisika Padat yang telah menemani penulis selama mengerjakan skripsi yaitu Titien, Aldo, Cammai, Hikmah, Ale, Syakirah, dan Ainun. Terimakasih banyak penulis ucapkan, semoga kita semua memperoleh kesuksesan masing-masing.
21. Kepada Direktorat Jenderal Pendidikan Tinggi Kementerian Pendidikan, Kebudayaan, Riset, dan Teknologi yang telah memberi dukungan finansial selama 8 semester.
22. Serta seluruh pihak yang telah membantu penulis sehingga bisa sampai pada tahap ini, yang tidak dapat penulis sebutkan satu-persatu

Dalam penulisan skripsi ini, penulis menyadari masih ada kesalahan dan kekurangan di dalamnya. Oleh karena itu, penulis memohon maaf atas kesalahan yang mungkin ditemukan di dalamnya. Penulis juga mengharapkan adanya kritik dan saran membangun untuk membantu penulis kedepannya. Akhir kata, semoga penulisan skripsi dapat memberikan manfaat bagi pembaca dari berbagai kalangan.

وب رحمة الله عليكم والسلام

Makassar, 25 November 2021



Muhammad Nursalam

DAFTAR ISI

HALAMAN SAMPUL	i
HALAMAN JUDUL.....	ii
HALAMAN PENGESAHAN.....	iii
PERNYATAAN KEASLIAN.....	iv
ABSTRAK	v
ABSTRACT.....	vi
KATA PENGANTAR	vii
DAFTAR GAMBAR	xv
DAFTAR TABEL.....	xvii
DAFTAR LAMPIRAN.....	xviii
BAB I PENDAHULUAN.....	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan Masalah	2
1.3 Ruang Lingkup	2
1.4 Tujuan Penelitian.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	4
II.1 Geologi Regional	4
II.1.1 Geomorfologi	5
II.1.2 Stratigrafi.....	5
II.1.3 Struktur Geologi.....	6
II.1.4 Satuan Batuan Gunungapi Karua	7
II.2 Sistem Panas Bumi	10
II.2.1 Manifestasi Panas Bumi	14
II.3 Sesar.....	16
II.4 Prinsip Dasar Metode Gayaberat	18
II.4.1 Teori Gayaberat Newton	19
II.4.2 Percepatan gravitasi.....	20
II.4.3 Medan gravitasi di Permukaan Bumi	21
II.4.4 Potensial Gayaberat.....	22
II.4.5 Gambaran Permukaan Bumi	23
II.5 Reduksi Gayaberat.....	25
II.5.1 Reduksi Harga Gayaberat Pengamatan	25
II.5.2 Koreksi Harga Gayaberat Normal.....	27
II.6 Penentuan Nilai Densitas	33
II.6.1 Metode Nettleton.....	33
II.7 Anomali Bouguer Lengkap (<i>Complete Bouguer Anomaly</i> atau <i>CBA</i>)	35

II.8 Analisis Spektrum.....	36
II.9 Pemisahan Anomali Regional dan Residual.....	39
II.10 Analisis <i>derivative</i>	40
II.10.1 Turunan Horizontal Pertama (<i>First Horizontal Derivative</i> atau <i>FHD</i>).....	40
II.10.2 Turunan Vertikal Kedua (<i>Second Vertical Derivative</i> atau <i>SVD</i>).....	40
II.11 Pemodelan Data Gayaberat.....	42
II.11.1 Pemodelan Inversi (<i>Inverse Modelling</i>)	42
II.12 Geostatistik	44
II.12.1 Uji Normalitas	45
II.12.2 Uji Regresi.....	47
BAB III METODOLOGI PEBELITIAN.....	49
III.1 Lokasi Penelitian	49
III.2 Data Penelitian	49
III.3 Alat dan Bahan	49
III.4 Pengukuran Di Lapangan	51
III.5 Pengolahan Data.....	52
III.5.1 Reduksi Data Gayaberat.....	52
III.5.2 Pembuatan Peta Anomali Bouguer	53
III.5.3 Analisis Spektrum.....	53
III.5.4 Pemisahan Anomali Bouguer Menjadi Anomali Regional dan Anomali Residual.....	54
III.5.5 Analisis Second Vertical Derivative (SVD)	54
III.5.6 Analisis Geostatistik	54
III.5.7 Pemodelan 2D Penampang Bawah Permukaan	54
III.7 Diagram Alir Penelitian.....	55
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	56
IV.1 Lintasan Pengukuran	56
IV.2 Anomali Udara Bebas (<i>Free Air Anomaly</i>).....	56
IV.3 Anomali Bouguer Sederhana atau <i>Simple Bouguer Anomaly</i>	58
IV.4 Anomali Bouguer Lengkap atau <i>Complete Bouguer Anomaly</i>	60
IV.5 Hubungan Peta Geologi dan Kontur ABL	61
IV.6 <i>Filtering</i>	62
IV.6.1 Transformasi <i>Fourier</i>	62
IV.6.2 Lintasan A - A'	63
IV.6.3 Lintasan B - B'	64

IV.6.4 Lintasan C - C'	65
IV.6.5 Lintasan D – D'	66
IV.6.6 Lintasan E – E'	66
IV.6.7 Analisa Spektrum.....	67
IV.6.8 <i>Moving Average</i>	68
IV.7 Analisis <i>Derivative</i>	70
IV.7.1 First Horizontal Derivative (FHD)	71
IV.7.2 <i>Second Vertical Derivative (SVD)</i>	71
IV.8 Analisis Geostatistik.....	72
IV.8.1 Uji Normalitas.....	72
IV.9 Analisa FHD dan SVD.....	77
IV.9.1 Slice 3 Lintasan Pada Peta Kontur Anomali Residual.....	77
IV.10 Uji Regresi	87
IV.10.1 Slice Lintasan Sesar	88
IV.10.2 Titik Sesar	91
BAB V PENUTUP.....	93
V.1 Kesimpulan.....	93
V.2 Saran	94
Daftar Pustaka	95
Lampiran	99

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1	Peta Geologi Regional pada Daerah Penelitian berdasarkan Peta Geologi Lembar Mamuju skala 1 : 250.000.....	5
Gambar 2.2	Peta Geologi Daerah Panas Bumi Bittuang, Kab.Tana Toraja, Sulawesi Selatan	8
Gambar 2.3	Perpindahan Panas Di Bawah Permukaan.....	12
Gambar 2.4	Sistem panas bumi	13
Gambar 2.5	Mata air panas.....	16
Gambar 2.6	Lapangan solfatara.....	16
Gambar 2.7	Sesar mendatar (Strike – slip fault) dan Sesar Oblique (Oblique fault)	18
Gambar 2.8	Sesar turun (Normal fault) dan sesar naik (Reverse fault)	19
Gambar 2.9	Gaya tarik antara dua benda bermassa m_1 dan m_2	21
Gambar 2.10	Hubungan antara geoid, spheroid, topografi dan massa anomali ...	25
Gambar 2.11	Pengaruh gravitasi bulan di titik P.....	27
Gambar 2.12	Desain lintasan data gayaberat, dengan sistem looping.....	27
Gambar 2.13	Perbedaan nilai gayaberat di kutub dan khatulistiwa	28
Gambar 2.14	Koreksi udara bebas.....	29
Gambar 2.15	Lempeng Bouguer dengan ketinggian h	31
Gambar 2.16	Efek dari keberadaan bukit pada titik pengukuran	32
Gambar 2.17	Efek dari keberadaan lembah pada titik pengukuran.....	33
Gambar 2.18	Hammer Chart)	33
Gambar 2.19	Estimasi rapat massa dengan metode Nettleton	35
Gambar 2.20	Pembagian zona anomali melalui grafik $\ln A$ vs K	38
Gambar 2.21	Anomali gayaberat profil 2-D bawah permukaan yang dipisah menjadi grid seragam	45
Gambar 3.2	Teknik looping.....	53
Gambar 3.3	Diagram alir penelitian	56
Gambar 4.1	Peta lokasi penelitian	57

Gambar 4.2 Kontur elevasi	58
Gambar 4.3 Kontur anomali udara bebas (<i>Free Air Anomaly</i>)	59
Gambar 4.4 Grafik koefisien korelasi densitas Bouguer	59
Gambar 4.5 ABS dengan menggunakan densitas Bouguer 2.7 g/cm^3	60
Gambar 4.6 ABL dengan menggunakan densitas Bouguer 2.7 g/cm^3 dan ditunjukkan dengan lokasi sumber mata air panas	61
Gambar 4.7 ABL Overlay Struktur Geologi	62
Gambar 4.8 Lintasan Slice Transformasi Fourier pada Anomali Bouguer Lengkap	64
Gambar 4.9 Grafik Ln A dan k dalam lintasan A-A'	65
Gambar 4.10 Grafik Ln A dan k dalam lintasan B – B'	66
Gambar 4.11 Grafik Ln A dan k dalam lintasan C-C'	66
Gambar 4.12 Grafik Ln A dan k dalam lintasan D – D'	67
Gambar 4.13 Grafik Ln A dan k dalam lintasan E – E'	68
Gambar 4.14 Peta Anomali Regional	70
Gambar 4.15 Peta Anomali Residual	71
Gambar 4.16 RHD <i>overlay</i> titik <i>slice</i> lintasan.....	72
Gambar 4.17 SVD <i>overlay</i> titik <i>slice</i> lintasan	73
Gambar 4.18 Anomali Residual Overlay Slice Lintasan Sesar dan Struktur Geologi	78
Gambar 4.19 Grafik FHD dan SVD dalam grafik lintasan 1	79
Gambar 4.20 <i>Slice</i> lintasan dan pemodelan inversi 2D mata air panas Balla	81
Gambar 4.21 Grafik FHD dan SVD dalam grafik lintasan 2	82
Gambar 4.22 <i>Slice</i> lintasan dan pemodelan inversi 2D mata air panas Cepeng 184	84
Gambar 4.23 Grafik FHD dan SVD dalam grafik lintasan 3	85
Gambar 4.24 <i>Slice</i> lintasan dan pemodelan inversi 2D mata air panas Cepeng 287	87
Gambar 4.25 Peta Anomali Residual <i>Overlay</i> Sesar Daerah Penelitian dan Struktur Geologi	88

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Matriks Elkins (1951) (5x5) sebagai filter SVD	43
Tabel 2.2 Uji Lilliefors	47
Tabel 2.3 Kategori korelasi dalam uji regresi	49
Tabel 4.1 Kedalaman anomali lintasan A – A' sampai dengan Lintasan E–E'	68
Tabel 4.2 Panjang gelombang dan lebar jendela lintasan A– A' sampai dengan lintasan E– E'	69
Tabel 4.3 Hasil perbandingan T_{tabel} dan T_{hitung} lintasan sesar populasi 1	74
Tabel 4.4 Hasil perbandingan T_{tabel} dan T_{hitung} lintasan sesar populasi 2	75
Tabel 4.5 Hasil perbandingan T_{tabel} dan T_{hitung} lintasan sesar populasi 3	76
Tabel 4.6 Hasil perbandingan T_{tabel} dan T_{hitung} titik sesar	77
Tabel 4.7 Letak koordinat sesar dan jenis sesar lintasan 1	80
Tabel 4.8 Letak koordinat sesar dan jenis sesar lintasan 2	83
Tabel 4.9 Letak koordinat sesar dan jenis sesar lintasan 3	86
Tabel 4.10 Hasil F Signifikansi, nilai korelasi dan besar pengaruh variabel X terhadap variabel Y pada slice lintasan sesar populasi 1	89
Tabel 4.11 Hasil F Signifikansi, nilai korelasi dan besar pengaruh variabel X terhadap variabel Y pada slice lintasan sesar populasi 2	90
Tabel 4.12 Hasil F Signifikansi, nilai korelasi dan besar pengaruh variabel X terhadap variabel Y pada slice lintasan sesar populasi 3	91
Tabel 4.13 Hasil F Signifikansi, nilai korelasi dan besar pengaruh variabel X terhadap variabel Y pada titik sesar	93

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1 Nilai anomali bouger lengkap.....	99
Lampiran 2 Perhitungan densitas bouger Metode Nettelon	101
Lampiran 3 Perhitungan grafik Ln A dan k	103
Lampiran 4 Perhitungan nilai FHD dan SVD pada grafik	108
Lampiran 5. Tabel uji liliefors.....	111
Lampiran 6. Tabel uji regresi	119
Lampiran 7. Dokumentasi pengambilan data di lapangan	124

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Panas bumi merupakan salah satu sumberdaya alternatif yang ada di Indonesia dan sangat berpotensi untuk diproduksi, karena potensi panas bumi Indonesia mencapai 40% cadangan panas bumi yang ada di dunia. Hal ini disebabkan Indonesia memiliki 129 gunungapi yang berpotensi sebagai daerah pengembangan panas bumi (Indratmoko dkk., 2009). Panas bumi dapat dieksplorasi dengan salah satu metode geofisika yaitu metode gayaberat (Zain dkk., 2015). Dalam eksplorasi sumberdaya alam, metode gayaberat pada umumnya digunakan sebagai eksplorasi awal yang bertujuan untuk menggambarkan profil dua dimensi (2D) struktur geologi bawah permukaan. Jenis lapisan bawah permukaan termasuk lapisan reservoir panas bumi, dapat diinterpretasi dari hasil profil 2D yang telah dibuat (Reswara & Sehad, 2014).

Metode *Second Vertical Derivative (SVD)* anomali Bouguer merupakan salah satu teknik *filtering* yang dapat memunculkan anomali residual (efek dangkal). Adanya struktur sesar disuatu daerah akan dapat diketahui dengan baik menggunakan teknik ini. Metode *second vertikal derivative (SVD)* digunakan untuk menentukan jenis sesar berdasarkan data respon gayaberat (Banu dkk., 2013). Metode ini bersifat sebagai *High Pass Filter* sehingga dapat menggambarkan anomali residual yang berasosiasi dengan struktur dangkal yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi jenis sesar turun, sesar naik ataupun sesar mendatar (Sihombing dkk., 2018).

Pada penelitian ini, akan menggabungkan dua metode pengolahan data yaitu pemodelan inversi 2D anomali gayaberat dan metode *SVD (Second Vertical Derivative)* untuk menganalisis sesar pada lapisan bawah permukaan daerah panas bumi “MN”. Pemodelan inversi 2D merupakan salah satu jenis pengolahan data gayaberat, dimana pemodelan ini menggambarkan lapisan bawah permukaan dari data yang didapat pada hasil pengukuran di lapangan. Sedangkan metode *SVD (Second Vertical Derivative)* merupakan metode gayaberat yang dapat mengidentifikasi adanya sebuah struktur geologi bawah permukaan dengan jelas. Kedua metode ini mampu mengetahui kontak vertikal antara daerah di bawah permukaan bumi serta dapat mengetahui jenis struktur sesar yang dihasilkan dari hasil pengolahan data (Zain dkk., 2015).

1.2 Rumusan Masalah

1. Bagaimana pola sebaran anomali gayaberat di daerah panas bumi “MN” ?
2. Bagaimana jenis sesar yang ada di daerah penelitian ?
3. Bagaimana hubungan antara data anomali gayaberat dengan keberadaan sesar ?

1.3 Ruang Lingkup

Ruang lingkup dari penelitian ini adalah melakukan pemodelan inversi 2D (dua dimensi) anomali gayaberat bawah permukaan pada daerah panas bumi “MN” . Data berupa data sekunder dari Pusat Sumberdaya Mineral, Batubara dan Panas Bumi Bandung, Jawa Barat. Data gayaberat yang digunakan untuk analisis adalah Anomali Bouguer Lengkap (ABL). Penentuan kedalaman anomali dengan metode analisis spektrum, identifikasi sesar dengan metode *SVD (Second Vertical Derivative)* dan menentukan tingkat hubungan antara data anomali gayaberat dan keberadaan sesar dengan metode geostatistik.

1.4 Tujuan Penelitian

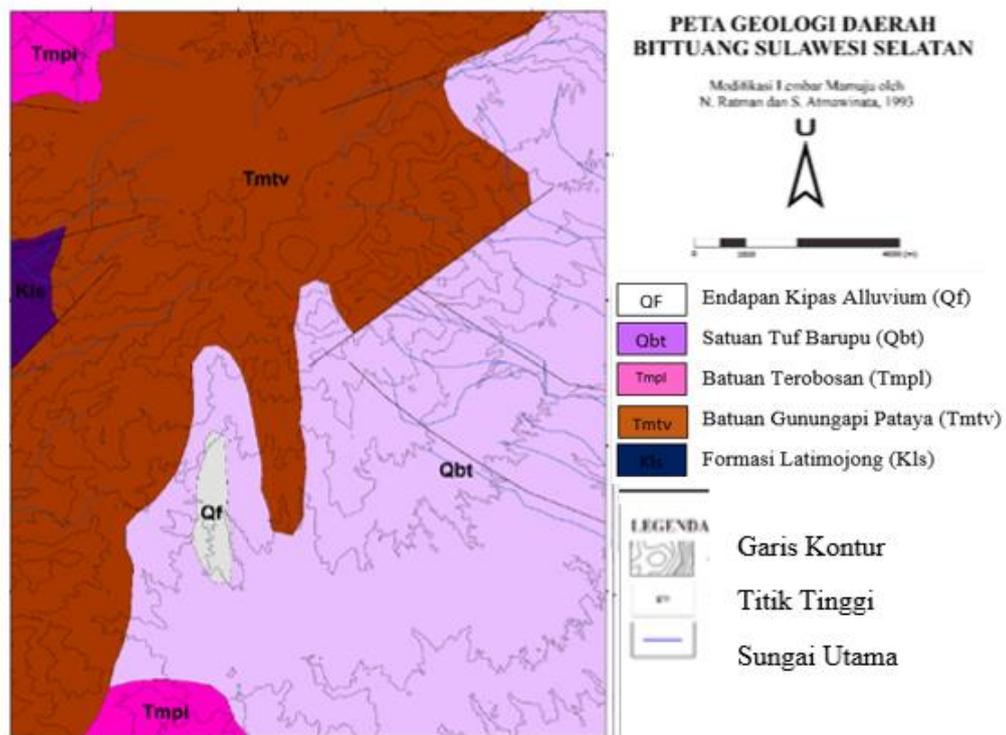
1. Menginterpretasi pola sebaran anomali gayaberat di daerah panas bumi “MN”.
2. Mengidentifikasi jenis sesar yang ada pada daerah penelitian.
3. Mengetahui tingkat hubungan antara data anomali gayaberat dengan keberadaan sesar pada daerah penelitian.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

II.1 Geologi Regional

Secara regional daerah panas bumi “MN” terletak pada pertemuan tiga lempeng, yaitu lempeng Eurasia, Indo- Australia dan lempeng Pasifik yang menyebabkan kondisi tektoniknya sangat kompleks. Kumpulan batuan dari busur kepulauan, batuan bancuh, ofiolit, dan bongkah dari mikro kontinen terbawa bersama proses penunjaman, tubrukan, serta proses tektonik lainnya. Gambaran peta geologi regional daerah penelitian ditunjuk pada gambar 2.1.



Gambar 2.1 Peta Geologi Regional pada Daerah Penelitian berdasarkan Peta Geologi Lembar Mamuju skala 1 : 250.000 (Ikra dkk., 2019).

Daerah survei penelitian, masuk ke dalam Mandala Geologi Sulawesi Barat yang dicirikan oleh batuan terobosan yang berumur Miosen - Pliosen. Tektonik berumur

Paleosen yang mempengaruhi daerah penyelidikan dapat terekam pada Formasi Latimojong yang termalihkan secara regional derajat rendah, kemudian tektonik pada Kala tengah Miosen Tengah – awal Miosen Akhir yang membentuk Satuan Gunungapi Talaya dan tektonik pada Kala akhir Miosen Tengah disertai dengan terobosan batolit granit yang menerobos semua batuan yang lebih tua. Tektonik terakhir yang terdapat pada daerah ini diperkirakan berada pada Kala Pliosen yang membentuk Tuf Barupu dan Formasi Budong-Budong. Struktur yang ada di daerah penyelidikan didominasi berarah baratlaut–tenggara dan timurlaut–baratdaya (Soetoyo dkk., 2009).

II.1.1 Geomorfologi

Geomorfologi daerah penelitian dikelompokkan menjadi empat satuan geomorfologi yaitu: Geomorfologi Puncak Gunungapi Karua, Geomorfologi Tubuh Gunungapi Karua, Geomorfologi Kaki Gunungapi Karua dan Geomorfologi non-vulkanik Karua. Geomorfologi puncak terbentuk dari beberapa bukit kecil yang melingkar dan membentuk dua buah lingkaran yang kedua lingkaran ini terputus di bagian utara. Batuannya terdiri dari lava yang berkomposisi andesit dan dasitis, produk tua Gunungapi Karua. Rangkaian beberapa kerucut ini ditafsirkan sebagai sisa tubuh Gunungapi Karua dari runtuhannya dan membentuk sebuah rim kaldera. Terdapat morfologi kerucut yang dibentuk oleh lava berkomposisi basaltis berumur $0,3 \pm 0,1$ juta tahun atau terjadi pada Kala Plistosen yang terletak pada bagian tengah rim kaldera (Soetoyo, 2010).

II.1.2 Stratigrafi

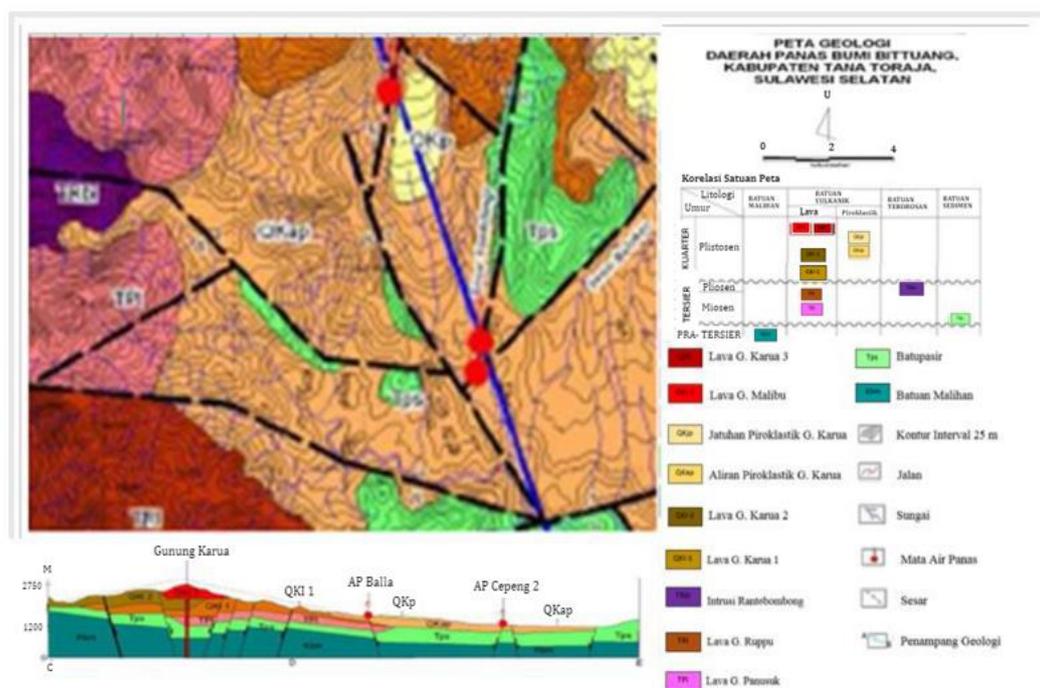
Susunan stratigrafi yang terdapat pada daerah penelitian dapat disusun dari tua ke muda yaitu (Ikra dkk., 2019):

- Formasi Latimojong (Kls), terdapat pada bagian barat – barat laut dari daerah penelitian. Tersusun atas filit, kuarsit, batulempung malih, dan pualam yang berumur Kapur Akhir.
- Satuan Gunungapi Talaya (Tmtv), terdapat pada bagian barat dan sebagian besar daerah utara penelitian, menumpang diatas Formasi Latimojong secara tidak selaras. Tersusun atas breksi lava, breksi tuf, tuf lapilli bersisipan tuf dan batupasir, rijang, serpih napal, batupasir karbonat dan batubara. Diendapkan pada lingkungan laut dalam sampai dangkal dan sebagian pada lingkungan darat. Satuan ini diperkirakan berumur Miosen Tengah – Pliosen.
- Batuan terobosan (Tmpl) yang terdiri dari granit, granodiorit, dan riolit yang terdapat pada bagian selatan – barat daya dari daerah penelitian yang diperkirakan berumur Miosen Akhir – Pliosen Awal.
- Satuan Tuf Barupu yang terdapat pada bagian selatan dan timur daerah penelitian dan menumpang diatas Satuan Gunungapi Talaya dan Formasi Latimojong secara tidak selaras. Tersusun atas tuf, tuf lapilli, tuf hablur bersusunan dasit, dan sedikit breksi lava. Satuan ini diperkirakan berumur Pleistosen.
- Formasi Budong-budong (Qf) yang terdapat pada sebagian kecil bagian tengah dan merupakan formasi termuda pada daerah penelitian. Tersusun atas konglomerat, dan batupasir bersisipan batugamping koral dan batulempug. Diperkirakan berumur Pleistosen – Holosen.

II.1.3 Struktur Geologi

Struktur geologi daerah penelitian didominasi oleh struktur sesar normal dan sesar-sesar geser berarah barat laut–tenggara dan timur laut– barat daya. Sesar normal

yang membentuk rim kaldera, terjadi akibat amblas di tubuh bagian atas Gunungapi Karua yang terjadi setelah letusan besar Gunungapi Karua. Sesar-sesar normal berarah barat laut-tenggara, barat daya-timur laut, dan berarah hampir utara selatan yang mengontrol adanya kemunculan solfatara dan air panas Balla dan Cepeng. Serta sesar mendatar arah Barat daya- Timur laut yang menyebabkan terjadinya pergeseran batuan dan struktur yang telah terbentuk (Soetoyo, 2010) seperti diperlihatkan pada Gambar 2.2.



Gambar 2.2 Peta Geologi Daerah Panas Bumi Bittuang, Kab.Tana Toraja, Sulawesi Selatan(Soetoyo, 2010).

II.1.4 Satuan Batuan Gunungapi Karua

Satuan batuan Gunungapi Karua diurutkan berdasarkan urutan dari tua ke muda yaitu (Soetoyo, 2010) :

1. Satuan Batuan Malihan (Kbm)

Satuan ini tersingkap di bagian utara Gunung Tandung dan merupakan yang tertua terdiri dari filit dan batusabak yaitu batuan malihan dengan derajat antara lemah-

sedang. Satuan batuan ini masuk dalam Formasi Latimojong diperkirakan berumur Kapur.

2. Satuan Batupasir (Tps)

Satuan yang tersingkap pada bagian selatan dan tengah daerah penelitian. Satuan batuan ini terdiri dari dominan batupasir, tuf batulempung, dan breksi dan diperkirakan berupa endapan sedimen bawah laut terbentuk ketika daerah penelitian belum berupa daratan. Kegiatan tektonik yang terjadi menyebabkan banyak ditemukan struktur kekar. Satuan batuan ini masuk dalam Formasi Sekala berumur Miosen.

3. Satuan Lava Gunung Panusuk (TPI)

Satuan yang tersingkap pada bagian barat daerah penelitian yang terdiri dari lava dengan komposisi andesit yang berwarna abu-abu, bertekstur porfiritik-afanitik. Mineral penyusunnya antara lain mineral plagioklas, piroksen, hornblenda dan biotit. Satuan ini berupa batuan vulkanik masuk dalam Formasi Talaya yang diperkirakan berumur Miosen.

4. Satuan Lava Gunung Rupp (TRI)

Satuan yang tersingkap pada daerah penelitian bagian barat daya berupa lava komposisi basalt berwarna abu-abu kehitaman, bertekstur afanitik. Mineral penyusunnya antara lain mineral biotit, hornblende, dan piroksen. Satuan ini merupakan batuan vulkanik masuk dalam Formasi Walimbong yang diperkirakan berumur Miosen.

5. Satuan Intrusi Rattebombong (TRbi)

Satuan yang tersingkap pada bagian selatan, barat laut, dan barat daerah penelitian yang terdiri dari batu granit dan merupakan batuan terobosan dengan warna putih

keabuan, bertekstur fanerik. Mineral penyusunnya antara lain mineral plagioklas , muskovit, biotit, dan kuarsa. Satuan ini diperkirakan berumur Pliosen.

6. Satuan Lava Gunung Karua-1 (QKI-1)

Satuan yang tersingkap di daerah penelitian pada bagian tengah dan di sebelah barat lereng Gunung Karua yang terdiri dari lava andesit dengan warna abu-abu kehijauan bertekstur porfiritik-afanitik. Mineral penyusunnya antara lain kuarsa, plagioklas, piroksen dan hornblende. Satuan ini diperkirakan berumur Plistosen.

7. Satuan Lava Gunung Karua-2 (QKI-2)

Satuan yang tersingkap pada bagian utara dan tengah daerah penelitian di sebelah timur Gunung Karua yang terdiri dari lava berkomposisi dasit dengan warna abu-abu keputihan, bertekstur afanitik-porfiritik. Mineral penyusunnya antara lain piroksen, kuarsa dan plagioklas. Satuan ini diperkirakan berumur Plistosen.

8. Satuan Aliran Piroklastik Gunung Karua (QKap)

Satuan ini tersingkap bagian timur, tengah, dan utara daerah penelitian dan merupakan sebaran paling luas. Satuan ini berkomposisi tuf yang berukuran debu (ash)-lapili, dengan komposisi riolit-dasitik, terdapat fragmen batuapung (pumice), sticky, terdapat batuan breksi yang tersingkap. Tuf dengan warna putih kecokelatan, tersusun dari kuarsa dan gelas-gelas vulkanik dengan kemas tertutup. Terdapat breksi dengan warna abu-abu tersusun dari fragmen batuan andesit-dasitik, dengan ukuran kerakal, yang berbentuk butir membundar tanggung-menjudut tanggung. Terbentuk dari letusan Gunung Karua yang memiliki ketebalan sekitar 30 meter dengan batuan berjenis riolit. Satuan ini diperkirakan berumur Plistosen.

9. Satuan Jatuhan Piroklastik Gunung Karua (QKjp)

Satuan yang tersingkap di bagian tengah dan timur daerah penelitian, terdiri dari batuan dengan komposisi tuf berukuran debu (ash)-lapili, berkomposisi riolit-dasitik, sticky, dan fragmen batuapung (pumice). Batuan dengan warna putih-putih kecokelatan yang tersusun dari kuarsa dan gelas-gelas vulkanik dengan kemas tertutup. Diperkirakan satuan ini terbentuk setelah satuan aliran piroklastik dan diperkirakan berumur Plistosen.

10. Satuan Lava Gunung Malibu (QMI)

Satuan yang tersingkap pada bagian timur daerah penelitian yang merupakan kubah lava dari Gunung Karua. Batuan dari satuan ini sudah terlapukkan dan tertutup vegetasi sehingga tidak tersingkap dengan baik. Satuan ini diperkirakan berumur Plistosen.

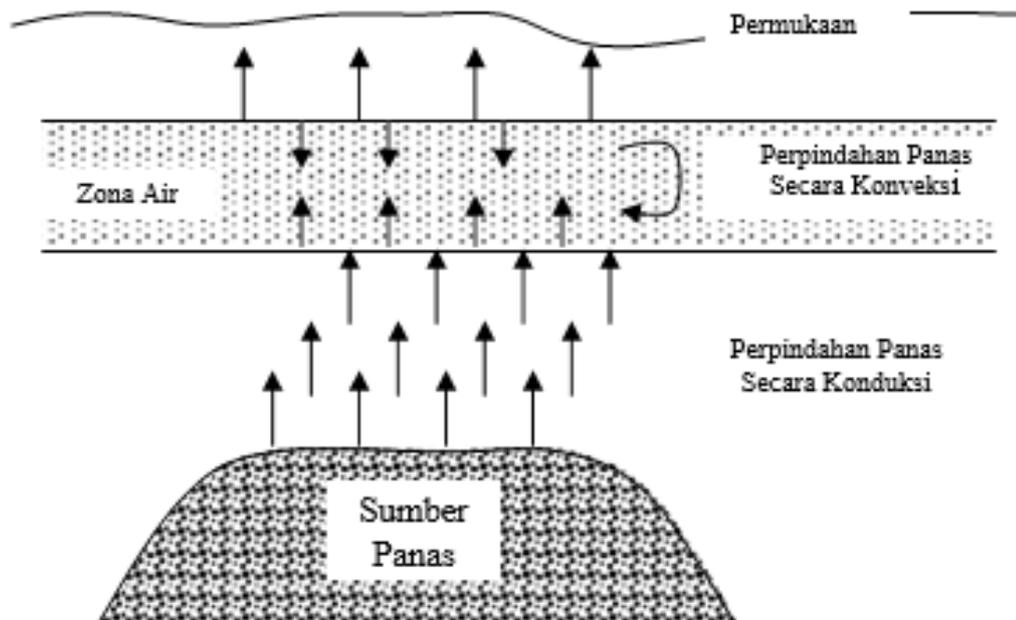
11. Satuan Lava Gunung Karua-3 (QKI-3)

Satuan yang tersingkap di bagian puncak Gunung Karua memiliki komposisi basalt dengan warna abu-abu tua, tekstur porfiritik-afanitik. Mineral penyusunnya antara lain plagioklas, biotit dan piroksen. Satuan ini adalah satuan vulkanik termuda yang terletak di dalam rim kaldera dan erat hubungannya dengan sistem panas bumi daerah penelitian. Satuan ini diperkirakan berumur Plistosen.

II.2 Sistem Panas Bumi

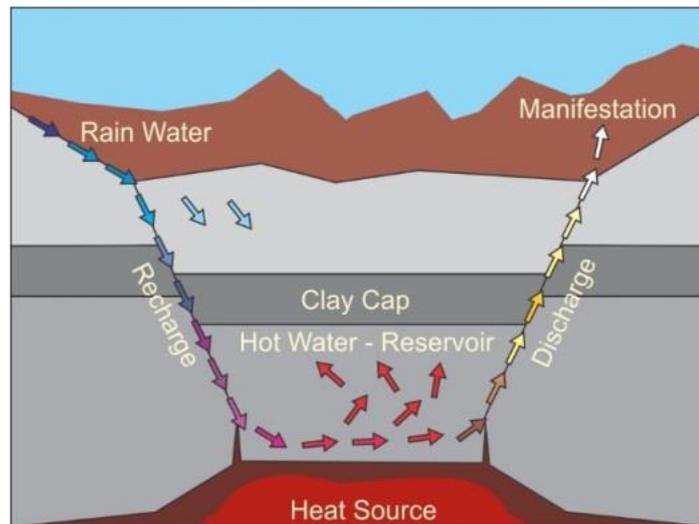
Sistem panas bumi merupakan perpindahan panas alami dalam volume tertentu dari kerak bumi yang membawa panas dari sumber panas ke tempat pelepasan panas, yang umumnya adalah permukaan tanah (Indratmoko dkk., 2009). Pada dasarnya sistem panas bumi terbentuk sebagai hasil perpindahan panas dari suatu sumber

panas ke sekelilingnya yang terjadi secara konduksi dan secara konveksi, seperti diperlihatkan pada Gambar 2.3.



Gambar 2.3 Perpindahan Panas Di Bawah Permukaan (Saptadji, 2001).

Perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui kontak batuan, sedangkan perpindahan panas secara konveksi terjadi karena adanya kontak antara air dengan suatu sumber panas. Perpindahan panas secara konveksi pada dasarnya terjadi karena adanya gaya apung (*bouyancy*). Akibat adanya gaya gayaberat, air akan selalu mempunyai kecenderungan untuk bergerak kebawah, akan tetapi apabila air tersebut kontak dengan suatu sumber panas maka akan terjadi perpindahan panas sehingga temperatur air menjadi lebih tinggi dan air menjadi lebih ringan. Keadaan seperti ini menyebabkan air yang lebih panas bergerak ke atas dan air yang lebih dingin bergerak turun ke bawah, sehingga terjadi sirkulasi air atau arus konveksi (Saptadji, 2001).



Gambar 2.4 Sistem panas bumi (Wibowo dkk., 2017).

Gambar diatas merupakan suatu contoh struktur yang berkembang pada lapangan panas bumi. Pada umumnya struktur yang dicari adalah berupa horst, graben, dan dome di daerah vulkanik. Pada zona graben pada umumnya terbentuk suatu sistem panas bumi (Wibowo dkk., 2017). Sistem panas bumi terdiri dari empat komponen, yaitu (Ikra dkk., 2019):

1. Sumber panas bumi

Suatu sumber panas yang terdapat didalam perut bumi yang kemudian panasnya ditransfer ke permukaan bumi, sumber panas ini dapat berasal dari dapur magma (Ikra dkk., 2019). Sumber panas dalam suatu sistem panas bumi sangat penting, sehingga tidak hanya gunungapi aktif yang dapat dimanfaatkan, tetapi juga gunungapi tua yang masih memiliki sumber panas yang cukup yang terletak di wilayah *Ring of Fire* (Rizkiani & Rustadi, 2019).

2. Reservoar panas bumi

Merupakan tempat penyimpanan fluida panas yang memiliki porositas dan permeabilitas yang baik untuk mengalirkan fluida panas (Ikra dkk., 2019).

Reservoir panas bumi yang terbilang produktif harus memiliki porositas dan permeabilitas yang tinggi, kandungan fluida yang cukup, ukuran cukup besar dan bersuhu tinggi. Permeabilitas dihasilkan oleh karakteristik stratigrafi (misal porositas intergranular pada lapilli, atau lapisan bongkah-bongkah lava) dan unsur struktur (misalnya sesar, kekar, dan rekahan). Geometri reservoir hidrotermal di daerah vulkanik merupakan hasil interaksi yang kompleks dari proses vulkano-tektonik aktif antara lain stratigrafi yang lebih tua dan struktur geologi (Kasbani, 2009).

3. Fluida panas bumi

Merupakan media penghantar panas/entalpi dari sumber panas ke permukaan bumi. Fluida panas bumi ini dapat berupa air panas (*hot water*) ataupun uap panas (*steam*) (Ikra dkk., 2019). Fenomena partial melt- ing yang merupakan cikal-bakal fluida panas bumi terjadi akibat kandungan H₂O yang tinggi pada batas antara lempeng benua dan lempeng samudera di sekitar zona penunjaman yang bertemperatur sangat tinggi. Sementara, lapisan sedimen terdehidrasi ikut terbawa ke dalam zona penunjaman, juga ikut meleleh sehingga memperkaya kandungan komponen fluida panas bumi tersebut. Fluida panas bumi kemudian bergerak ke atas menerobos kerak bumi sambil terus bereaksi dengan batuan yang dilewatinya sehingga makin menambah kandungan komponen di dalamnya. Fluida panas bumi yang paling dekat dengan magma, biasanya mengandung uap air, CO₂, SO₂, H₂S dan HCl (Suparno, 2009).

4. Batuan Penutup (*Caprock*)

Merupakan batuan penutup yang berada diatas reservoir. Batuan ini memiliki permeabilitas yang buruk dan konduktivitas panas yang kecil sehingga fluida panas dalam reservoir tetap terjaga entalpinya (Ikra dkk., 2019). Pada

lingkungan vulkanik yang berasosiasi dengan pergerakan tektonik yang menyebabkan terbentuknya celah, batuan penudung impermeabel tanpa celah yang ideal seharusnya jarang ditemukan. Akan tetapi, proses geokimia yang menyebabkan terjadinya ubahan-ubahan hidrotermal dan deposisi mineral sangat membantu dalam menutup celah-celah yang terbentuk, contohnya kalsit dan silika yang berperan sebagai penyegel celah-celah tersebut (Kasbani, 2009).

Berdasarkan pada besarnya temperatur, Saptadji (2001) membedakan sistem panas bumi menjadi tiga, yaitu:

1. Sistem panas bumi bertemperatur rendah, yaitu suatu sistem panas bumi yang reservoirnya mengandung fluida dengan temperatur lebih kecil dari 125°C.
2. Sistem/reservoir bertemperatur sedang, yaitu suatu sistem panas bumi yang reservoirnya mengandung fluida bertemperatur antara 125°C dan 225°C.
3. Sistem/reservoir bertemperatur tinggi, yaitu suatu sistem panas bumi yang reservoirnya mengandung fluida bertemperatur diatas 225°C.

II.2.1 Manifestasi Panas Bumi

Adanya suatu sumberdaya panas bumi di bawah permukaan sering kali ditunjukkan oleh adanya manifestasi panas bumi di permukaan (*geothermal surface manifestation*), seperti (Saptadji, 2001):

1. Mata Air Panas Atau Hangat (*Hot or Warm Spring*)

Mata air panas/hangat juga merupakan salah satu petunjuk adanya sumberdaya panas bumi di bawah permukaan. Mata air panas/hangat ini terbentuk karena adanya aliran air panas/hangat dari bawah permukaan melalui rekahan-rekahan batuan. Istilah “panas” digunakan apabila temperatur air lebih besar dari 50°C

dan istilah “hangat” digunakan apabila temperatur air lebih kecil dari 50°C, seperti diperlihatkan pada Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Mata air panas

2. Fumarol

Fumarol adalah uap panas yang mengandung butiran-butiran air (wet steam) atau lubang kecil yang memancarkan uap panas kering (dry steam). Jika uap tersebut mengandung H_2S maka manifestasi pada permukaan tersebut disebut sebagai solfatara, seperti diperlihatkan pada Gambar 2.6.



Gambar 2.6 Lapangan solfatara.

3. Batuan Yang Mengalami Alterasi

Alterasi hidrothermal merupakan suatu proses yang terjadi akibat adanya reaksi antara batuan asal dengan fluida panas bumi. Batuan hasil alterasi hidrothermal tergantung pada beberapa faktor, tetapi yang utama adalah temperatur, tekanan, jenis batuan asal dan komposisi fluida (khususnya pH). Terjadinya pengendapan (misalnya kwarsa) dan pertukaran elemen-elemen batuan dengan fluida, menghasilkan mineral-mineral seperti *Chlorite*, *adularia*, *epidote* disebabkan oleh proses alterasi hidrothermal yang merupakan hasil dari reaksi antara batuan dengan air jenis klorida yang berasal dari reservoir panas bumi yang terdapat jauh dibawah permukaan (*deep chloride water*). Air yang bersifat asam, yang terdapat pada kedalaman yang relatif dangkal dan elevasi yang relatif tinggi mengubah batuan asal menjadi mineral *clay* dan mineral lainnya terlepas. Mineral hidrothermal yang dihasilkan di zona permukaan biasanya adalah *kaolin*, *alutlite*, *sulphur*, *residue silika* dan *gypsum*.

II.3 Sesar

Sesar adalah retakan yang terjadi di kerak bumi karena adanya pergerakan dua sisi daerah yang berlawanan. Sesar dapat berukuran beberapa millimeter saja hingga ribuan kilometer. Penyebab terjadinya sesar adalah tenaga endogen yang bekerja lebih cepat, sehingga lapisan kerak bumi yang kaku tidak dapat membentuk lipatan melainkan patah dan retak (Rusmilawati dkk., 2019).

Sesar aktif adalah sesar yang bergerak dalam kurun waktu 10.000 tahun yang lalu. Sesar berpotensi aktif apabila sesar tersebut bergerak pada kurun waktu 2 juta tahun yang lalu. Sedangkan sesar tidak aktif adalah sesar yang belum atau tidak pernah bergerak dalam kurun waktu 2 juta tahun yang lalu (Fajriani, 2018).

Ada tiga jenis sesar yaitu sesar mendatar, sesar naik, dan sesar turun. Selain ketiga jenis sesar tersebut, terdapat pula jenis sesar yang merupakan kombinasi antara sesar mendatar dan sesar naik/turun yang disebut sesar oblique (*oblique fault*) seperti ditunjukkan pada gambar 2.7 (Ibrahim dkk., 2010)

1. Sesar Mendatar (*Strike-slip Fault*) adalah sesar yang pergerakannya sejajar, blok bagian kiri relatif bergeser ke arah yang berlawanan dengan blok bagian kanannya, seperti ditunjukkan pada gambar 2.7.

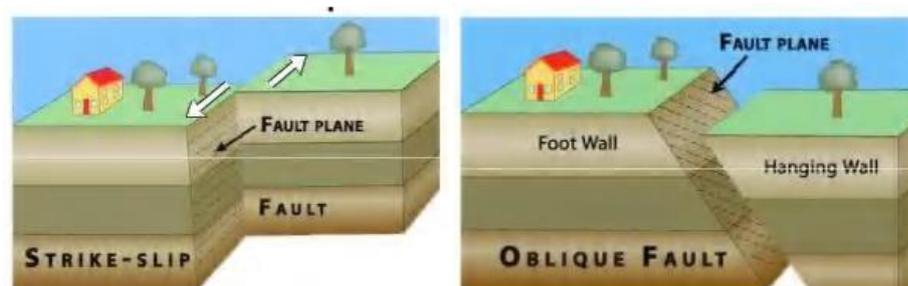
Berdasarkan arah pergerakan sesarnya, sesar mendatar dapat dibagi menjadi 2 (dua) jenis sesar, yaitu:

a. Sesar Mendatar *Dextral* (sesar mendatar arah kanan)

Sesar yang arah pergerakannya searah dengan arah perputaran jarum jam.

b. Sesar Mendatar *Sinistral* (sesar mendatar arah kiri)

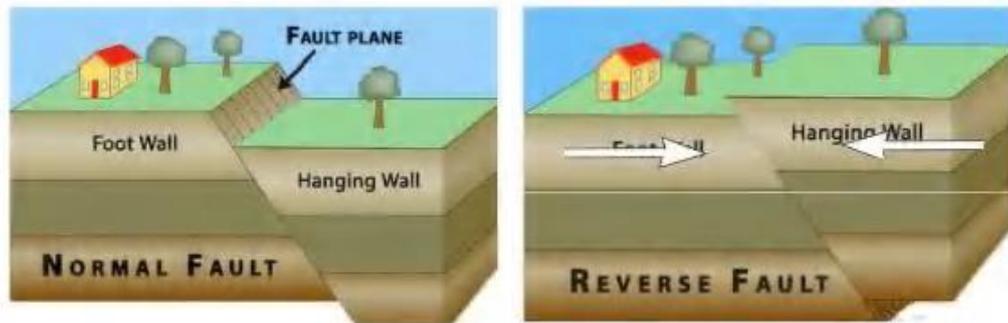
Sesar yang arah pergeserannya berlawanan arah dengan arah perputaran jarum jam.



Gambar 2.7 Sesar mendatar (*Strike – slip fault*) dan Sesar Oblique (*Oblique fault*) (Ibrahim dkk., 2010)

2. Sesar Naik (*Thrust/Reverse Fault*) adalah sesar dimana salah satu blok batuan bergeser ke arah atas dan blok bagian lainnya bergeser ke arah bawah disepanjang bidang sesarnya, seperti ditunjuk pada gambar 2.8. Pada umumnya bidang sesar naik memiliki kemiringan lebih kecil dari 45°.

3. Sesar Turun (*Normal fault*) adalah sesar yang terjadi karena pergeseran blok batuan akibat adanya pengaruh gaya gravitasi. Secara umum, sesar normal terjadi sebagai akibat dari hilangnya pengaruh gaya sehingga batuan menuju ke posisi seimbang (*isostasi*), sesar turun ditunjukkan pada gambar 2.8.



Gambar 2.8 Sesar turun (*Normal fault*) dan sesar naik (*Reverse fault*) (Ibrahim dkk., 2010)

II.4 Prinsip Dasar Metode Gayaberat

Metode gayaberat merupakan salah satu cara atau metode yang digunakan pada ilmu geofisika untuk melihat atau menggambarkan struktur yang ada di bawah permukaan bumi. Pengukuran gayaberat dapat dilakukan berdasarkan variasi medan gravitasi bumi, hal ini disebabkan karena adanya perbedaan densitas secara lateral. Gayaberat pada umumnya digunakan untuk memahami dan memberikan suatu informasi dan konfirmasi terkait dengan struktur geologi yang terdapat pada tanah, baik yang terlihat atau tertutup permukaan tanah (Sugita dkk., 2020).

Metode gayaberat juga mempelajari perbedaan percepatan gravitasi dari satu titik terhadap titik observasi yang lain, sehingga sumber yang merupakan suatu zona massa di bawah permukaan bumi menyebabkan suatu gangguan pada medan gravitasi yang dapat diidentifikasi. Gangguan medan gravitasi ini disebut sebagai anomali gayaberat (Amaliah, 2013).

Distribusi massa jenis yang tidak seragam dapat disebabkan oleh struktur geologi yang ada di bawah permukaan bumi. Kontribusi struktur geologi terhadap variasi nilai percepatan gravitasi di permukaan bumi sangat kecil dibandingkan dengan nilai absolutnya. Variasi nilai percepatan gravitasi tersebut tidak hanya disebabkan oleh distribusi massa jenis yang tidak merata tetapi juga dipengaruhi oleh posisi titik amat di permukaan bumi. Hal ini disebabkan oleh bumi berbentuk tidak bulat sempurna dan relief bumi yang beragam (Waskito, 2009).

Pada kasus geothermal perbedaan densitas batuan merupakan acuan dalam penyelidikan metode gayaberat. Dimana, daerah sumber panas di bawah permukaan bumi dapat menyebabkan perbedaan densitas dengan massa batuan disekitarnya. Juga untuk mengetahui posisi dan volume reservoir panas bumi berdasarkan hasil survei gayaberat. Metode gayaberat ini akan menentukan kontras densitas antara reservoir dengan batuan yang ada disekitarnya dan juga gambaran reservoir panas bumi. Akibat suhu dan porositas tinggi, batuan reservoir panas bumi diinterpretasikan dari massa dengan densitas rendah (Raehanayati dkk., 2013).

II.4.1 Teori Gayaberat Newton

Teori dasar dari metode gayaberat merujuk pada dua hukum dari Newton yaitu Hukum Gayaberat Universal dan Hukum Kedua Gerak. Hukum Gayaberat Universal menerangkan bahwa gaya tarik-menarik antara dua benda yang memiliki massa, berbanding lurus terhadap hasil kali kedua massa dan berbanding terbalik terhadap kuadrat jarak antar kedua pusat massanya. Akibatnya, semakin besar jarak yang tercipta antara kedua pusat massa maka semakin kecil gaya tarik-menarik antara dua benda tersebut (Gambar 2.9)(Reynold, 2011). Besarnya gaya tarik antara dua partikel bermassa m dan M diberikan oleh persamaan (Zarkasyi dkk., 2013):

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

dimana,

\vec{F} = Gaya tarik menarik antara dua benda (N)

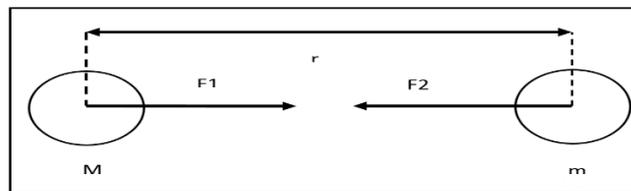
M = Massa bumi (kg)

m = Massa benda (kg)

\hat{r} = vektor satuan berarah M ke m

r = Jarak antara kedua titik pusat massa (m)

G = Konstanta Gayaberat ($6.67 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$)



Gambar 2.9 Gaya tarik antara dua benda bermassa m_1 dan m_2
(Oktobiyanti, 2009)

II.4.2 Percepatan gravitasi

Dalam pengukuran gayaberat yang diukur bukanlah gaya gayaberat F , melainkan percepatan gravitasi g . Hubungan antara keduanya dijelaskan oleh hukum Newton II yang menyatakan bahwa sebuah gaya adalah hasil perkalian dari massa dengan percepatan (Bosy, 2016).

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

Interaksi antara bumi (dengan massa M) dengan benda di permukaan bumi (dengan massa m) sejauh jarak r dari pusat keduanya juga memenuhi hukum tersebut, maka dari persamaan (2.1) dan (2.2) didapatkan:

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

$$\vec{g} = G \frac{M}{r^2} \quad (2.4)$$

Pengukuran pertama mengenai percepatan gravitasi dilakukan oleh Galileo, sehingga untuk menghormati Galileo, kemudian didefinisikan (Bebe, 2021):

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2 \quad (2.5)$$

Jika di masukkan kedalam satuan cgs :

$$1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m/s}^2 \quad (2.6)$$

Satuan anomali gaya berat dalam kegiatan eksplorasi di masukkan dalam orde miligal (mGal) :

$$1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m s}^{-2} \quad (2.7)$$

Menurut persamaan (2.3), terlihat bahwa besar percepatan gravitasi g berbanding lurus dengan massa m , dimana massa adalah hasil dari perkalian antara densitas dengan volume, sehingga besar percepatan gravitasi yang terukur merupakan pencerminan dari densitas dan volume massa tersebut (Bosy, 2016).

II.4.3 Medan gravitasi di Permukaan Bumi

Sebuah benda yang bermassa selalu memiliki medan gravitasi yang ada disekelilingnya, sehingga mengakibatkan dua buah benda yang masing-masing memiliki medan gravitasi akan mengalami gaya tarik antara satu dan yang lain.

Bentuk bumi yang sebenarnya berbentuk tidak bulat sempurna tetapi berbentuk ellipsoid. Hal ini diakibatkan adanya rotasi bumi dengan kecepatan sudut tetap pada suatu sumbu yang tetap. Sumbu rotasi ini menghubungkan kutub-kutub pada bumi. Jari-jari bumi di khatulistiwa ± 21 km lebih besar dibanding jari-jari bumi yang ada

di kutub. Akibat bentuk dan rotasi tersebut, maka percepatan gaya gayaberat kutub lebih besar dari percepatan gaya gayaberat di khatulistiwa (Latifah, 2010):

Jari-jari di khatulistiwa = 6.378.160 meter

Jari-jari di kutub = 6.356.774,5 meter

Percepatan bumi = 1/298,25

Hal tersebut mengakibatkan harga gayaberat di permukaan bumi menjadi bervariasi. Selain itu variasi gaya gayaberat di permukaan bumi juga disebabkan karena percepatan sentrifugal yang terdapat di khatulistiwa, sehingga memberikan harga percepatan gravitasi di khatulistiwa menjadi lebih kecil (Latifah, 2010).

II.4.4 Potensial Gayaberat

Untuk memindahkan suatu massa dari suatu titik ke titik tertentu diperlukan suatu energi yang dinamakan potensial gayaberat. Suatu benda yang memiliki massa tertentu dalam sistem ruang akan menimbulkan medan potensial di sekitarnya. Medan potensial bersifat konservatif, dimana usaha yang dilakukan dalam suatu medan gravitasi tidak bergantung pada lintasan yang dilaluinya, akan tetapi bergantung pada posisi awal dan akhir (Bosy, 2016). Medan gravitasi bisa dinyatakan sebagai gradien dari suatu fungsi potensial skalar $U(\vec{r}_1)$ sebagai berikut (Suyanto, 2011):

$$\vec{E}(\vec{r}_1) = -\nabla U(\vec{r}_1) \quad (2.8)$$

dimana $U(\vec{r}_1) = -G \frac{M}{r}$ adalah potensial gayaberat dari massa M. Potensial gayaberat pada persamaan diatas dituliskan dalam fungsi U, sedangkan percepatan gravitasi E merupakan medan potensial. Tanda minus pada persamaan diatas

menandakan bahwa arah gayaberatnya menuju ke titik yang dituju (pusat koordinat) (Bosy, 2016).

II.4.5 Gambaran Permukaan Bumi

II.4.5.1 Sferoid Referensi

Bumi memiliki distribusi massa yang kompleks, muka bidang potensial menjadi tidak rata, maka untuk memudahkan dibuatlah suatu bentuk bumi sferoidal dengan densitas seragam yang dinamakan sferoidal referensi. Perbedaan ketinggian antara bidang sferoidal referensi dengan geoid dapat mencapai 50 m (Suyanto, 2011).

Tahun 1930 *International Union Of Geodesy and Geophysics (IUGG)* membuat suatu formulasi untuk nilai dari gayaberat teoritis g_t , tetapi pada tahun 1967 nilai gayaberat teoritis ini mengalami pembaharuan oleh *Geodetic Reference System (GRS67)* (Telford et al., 1990):

$$g_t = 978,031846 (1 + 0,005278895 \sin^2 \phi + 0,000023462 \sin^4 \phi) \text{ mgal} \quad (2.9)$$

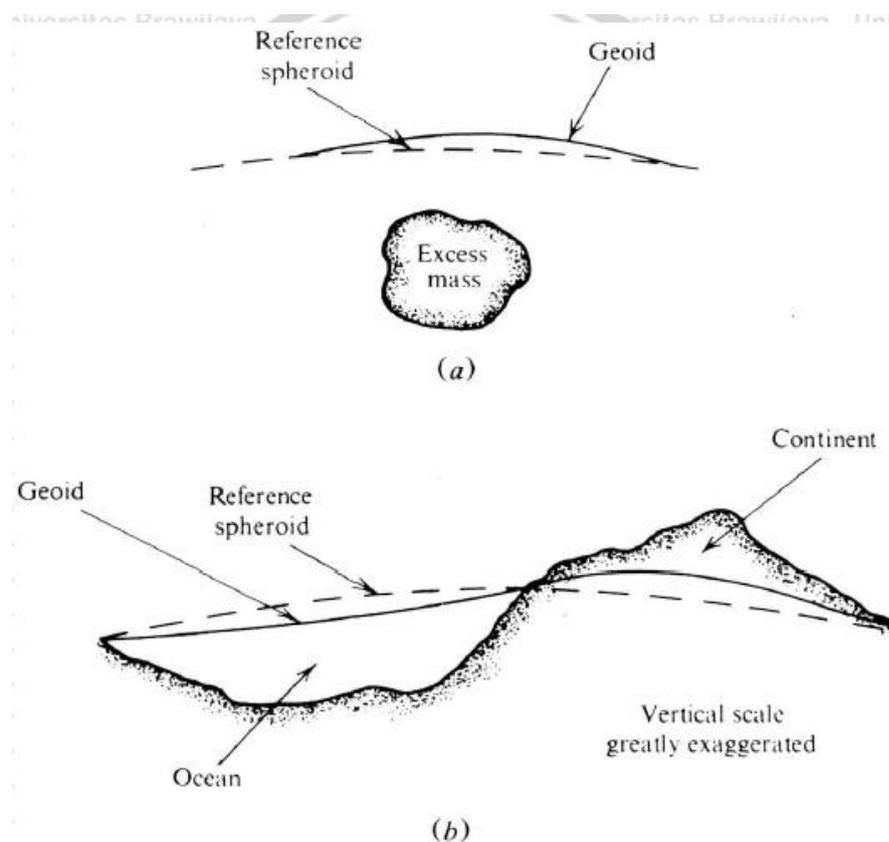
dan ϕ merupakan lintang tempat.

II.4.5.2 Geoid

Bumi memiliki bidang ekuipotensial gravitasi yang disebut dengan geoid. Geoid memiliki permukaan yang cenderung mengikuti permukaan air laut dan bentuk dari bidang ekuipotensial tersebut bergantung dari distribusi massa yang ada dibawah permukaan, sebagai contoh ketika berada di deretan pegunungan bidang ekuipotensial berbentuk cembung dan berubah cekung ketika berada di lembah (Suyanto, 2011).

Perubahan densitas yang didasarkan pada gambaran bentuk bumi, menyebabkan peningkatan densitas terhadap kedalaman tapi tidak secara lateral sebagaimana

yang dicari dalam kegiatan eksplorasi gayaberat. Karena adanya variasi secara lateral, geoid dan sferoid referensi tidak sama. Anomali lokal menyebabkan geoid berubah (Gambar 2.10a), pada benua (daratan) geoid tertarik ke atas karena tarikan material yang ada di atasnya, dan mengalami tarikan kebawah pada basin laut karena densitas air yang kecil (Gambar 2.10b) (Telford et al., 1990).



Gambar 2.10 Hubungan antara geoid, spheroid, topografi dan massa anomali (Telford et al., 1990)

Ketika dilakukan survei geodetik atau survei pendahuluan, konsep geoid sangat penting karena instrumen yang mengandung spirit level mengukur ketinggian diatas geoid, bukan ketinggian diatas spheroid referensi. Penting bagi surveyor untuk mengetahui cara pemisahan geoid / spheroid dalam hal ini ketinggian geoid dengan seakurat mungkin (Anggara, 2019).

II.5 Reduksi Gayaberat

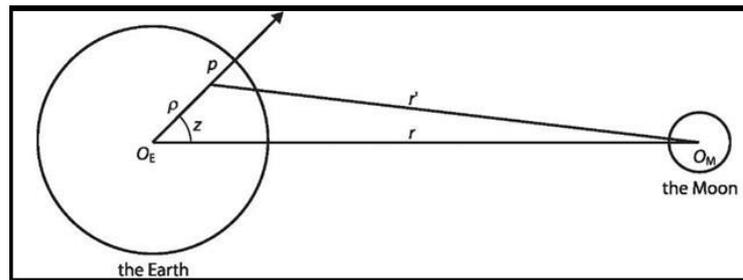
Ada lima faktor yang mempengaruhi besarnya nilai gayaberat diantaranya yaitu lintang, elevasi, topografi pada daerah sekitar lokasi survei, pasang surut bumi, dan variasi densitas di bawah permukaan. Kegiatan eksplorasi gayaberat mengacu kepada perubahan nilai gayaberat pada variasi densitas bawah permukaan. Akan tetapi nilai gayaberat yang terukur pada alat *gravimeter* tidak hanya mengukur nilai variasi densitas saja, melainkan termasuk empat faktor yang lainnya. Koreksi dalam metode gayaberat diperlukan untuk menghilangkan faktor-faktor lain yang berpengaruh besar terhadap nilai gayaberat, sehingga hasil pengukuran yang telah dilakukan mendapatkan nilai gayaberat yang hanya disebabkan oleh pengaruh variasi densitas di bawah permukaan (Bebe, 2021).

II.5.1 Reduksi Harga Gayaberat Pengamatan

Harga gayaberat pengamatan adalah harga pada titik pengamatan yang telah diikatkan kepada titik acuan secara relatif dengan menggunakan gravimeter setelah dikoreksi oleh pengaruh pasang surut dan koreksi apungan (Oktobiyanti, 2009).

II.5.1.1 Koreksi Pasang Surut (Tide Correction)

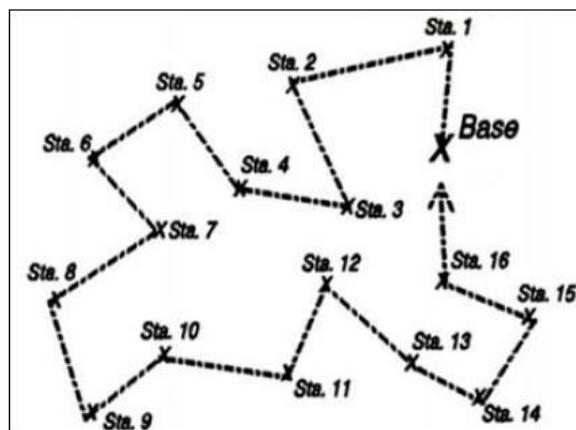
Koreksi ini adalah untuk menghilangkan gaya tarik yang dialami bumi akibat bulan dan matahari, sehingga di permukaan bumi akan mengalami gaya tarik naik turun (Gambar 2.11). Hal ini akan menyebabkan perubahan nilai medan gravitasi di permukaan bumi secara periodik. Koreksi pasang surut juga tergantung dari kedudukan bulan dan matahari terhadap bumi. Koreksi ini selalu ditambahkan terhadap nilai pengukuran, dari koreksi akan diperoleh nilai medan gravitasi di permukaan topografi yang terkoreksi drift dan pasang surut (Oktobiyanti, 2009).



Gambar 2.11 Pengaruh gravitasi bulan di titik P (Bosy, 2016)

II.5.1.2 Koreksi Apungan (Drift Correction)

Koreksi ini dilakukan untuk menghilangkan pengaruh perubahan kondisi alat (gravity meter) terhadap nilai pembacaan. Koreksi apungan muncul karena gravity meter selama digunakan untuk melakukan pengukuran akan mengalami guncangan, sehingga akan menyebabkan bergesernya pembacaan titik nol pada alat tersebut. Koreksi ini dilakukan dengan cara melakukan pengukuran dengan metode *looping*, yaitu dengan pembacaan ulang pada titik ikat (*base station*) dalam satu kali *looping*, sehingga nilai penyimpangannya diketahui (Gambar 2.12). Setelah dilakukan koreksi drift, maka diperoleh medan gravitasi observasi terkoreksi drift dengan mengurangi medan gravitasi hasil pengukuran dengan nilai koreksinya (Oktobiyanti, 2009).



Gambar 2.12 Desain lintasan data gayaberat, dengan sistem looping (Bosy, 2016)

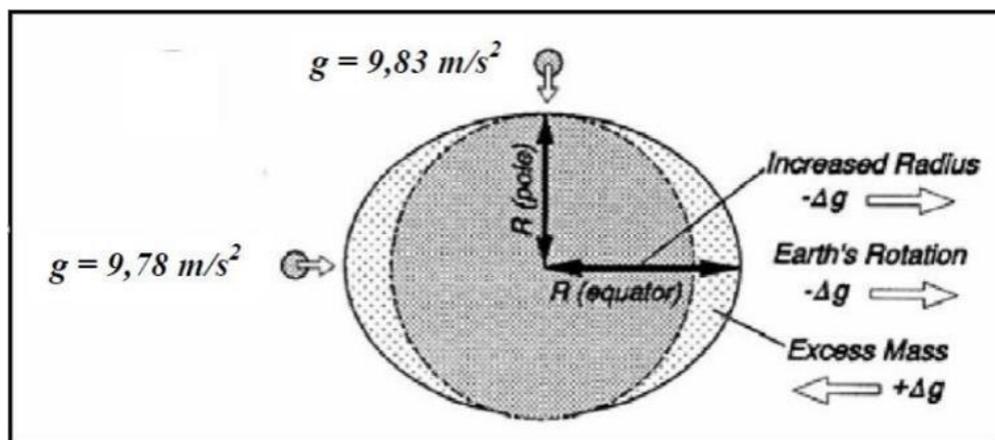
II.5.2 Koreksi Harga Gayaberat Normal

Pada saat dilakukan pengukuran percepatan gravitasi di lapangan, akan didapatkan harga g yang berbeda-beda di setiap titik. Hal ini menyebabkan perlunya dilakukan beberapa koreksi (Oktobiyanti, 2009).

II.5.2.1 Koreksi Lintang (Latitude Correction)

Pada dasarnya bumi berotasi pada porosnya, hal ini mengakibatkan bumi berbentuk spheroid dan hampir datar pada kedua kutubnya. Akibatnya, medan gravitasi di kutub lebih tinggi daripada medan gravitasi di khatulistiwa, sehingga disimpulkan bahwa medan gravitasi pada suatu tempat dipengaruhi oleh lintangnya (Gambar 2.13). Terdapat rumus dalam koreksi lintang tersebut yaitu :

$$gL = 0.811 \sin^2 \phi \text{ mGal/km} \quad (2.11)$$



Gambar 2.13 Perbedaan nilai gayaberat di kutub dan khatulistiwa (Bosy, 2016)

Dimana,

gL = Koreksi Lintang

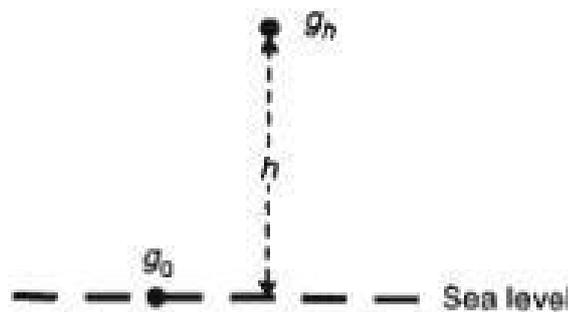
Jadi anomali medan gravitasi dapat dinyatakan sebagai berikut (Oktobiyanti, 2009):

$$\Delta g = g_{obs} - g_n \quad (2.12)$$

dengan Δg adalah anomali medan gravitasi.

II.5.2.2 Koreksi Udara Bebas (Free Air Correction)

Koreksi ini dilakukan untuk menghilangkan adanya perbedaan terhadap percepatan gravitasi bumi akibat perbedaan ketinggian dari setiap titik pengukuran (Gambar 2.14). Semua titik pengukuran ditarik ke bidang geoid dengan mengabaikan kandungan massa yang berada diantara titik pengukuran dan bidang geoid.



Gambar 2.14 Koreksi udara bebas (Bosy, 2016)

Beranggapan bahwa bumi berbentuk ellipsoid dengan massa terkonsentrasi pada pusatnya, maka besarnya nilai gayaberat pada bidang geoid adalah :

$$g = G \frac{M}{r^2} \quad (2.13)$$

sementara nilai gayaberat yang ada pada titik pengukuran dengan ketinggian h (meter) diatas bidaang geoid adalah :

$$gh = G \frac{M}{(R+h)^2} \quad (2.14)$$

$$gh = G \frac{M}{R^2} \left(\frac{1-2h}{R} \right) \quad (2.15)$$

Perbedaan nilai percepatan gravitasi pada bidang geoid dan pada stasiun di ketinggian h disebut sebagai koreksi udara bebas :

$$g_{FA} = g_0 - g_h \quad (2.16)$$

$$g_{FA} = \frac{2g_0h}{R} \quad (2.17)$$

Dimana,

$$g_0 = 9.8 \text{ m/s}^2$$

$$R = 6.371 \times 10^6 \text{ m}$$

dan h dalam m, sehingga persamaannya menjadi :

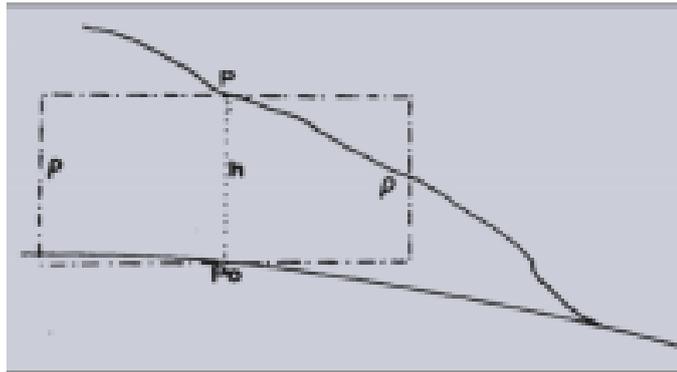
$$g_{FA} = 0.3086 \times h \text{ mgal} \quad (2.18)$$

Pada perhitungan koreksi udara bebas, perhitungannya dapat di jumlah ataupun di kurang. Koreksi akan di lakukan penambahan ketika posisi titik pengukuran berada diatas bidang geoid, karena ketika h semakin maka g akan menjadi kecil. Sehingga untuk membuat posisi dari titik pengukuran dan bidang geoid menjadi sama, maka koreksi harus ditambah. Berlaku juga sebaliknya, koreksi akan di lakukan pengurangan jika titik pengukuran berada dibawah bidang geoid. Namun pada umumnya koreksi ini dilakukann penambahan karena titik pengukuran di permukaan bumi berada diatas bidang geoid (Bosy, 2016).

II.5.2.3 Koreksi Bouguer (Bouguer Correction)

Koreksi ini dilakukan untuk menghilangkan perbedaan ketinggian titik pengukuran dengan memasukkan efek kandungan massa batuan yang berada diantara titik pengukuran dan bidang geoid yang sebelumnya diabaikan pada perhitungan koreksi udara bebas. Perbedaan ketinggian tersebut akan mengakibatkan adanya pengaruh massa di bawah permukaan yang mempengaruhi besarnya percepatan gravitasi di

titik amat (Oktobiyanti, 2009). Jika stasiun pengukuran berada di tengah daratan yang luas dan memiliki ketinggian dan densitas yang uniform, maka pembacaan gayaberasat akan meningkat akibat dari tarikan material diantara titik pengukuran dan bidang geoid. Pada gambar 2.15 terdapat lempeng bouguer dengan ketinggian h .



Gambar 2.15 Lempeng Bouguer dengan ketinggian h (Latifah, 2010)

Koreksi ini dihitung dengan persamaan (Bosy, 2016):

$$g_B = 2\pi G\rho h \quad (2.19)$$

dengan,

$$\pi = 3.14$$

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$$

ρ dalam gr/cm^3 , dan h dalam m, maka:

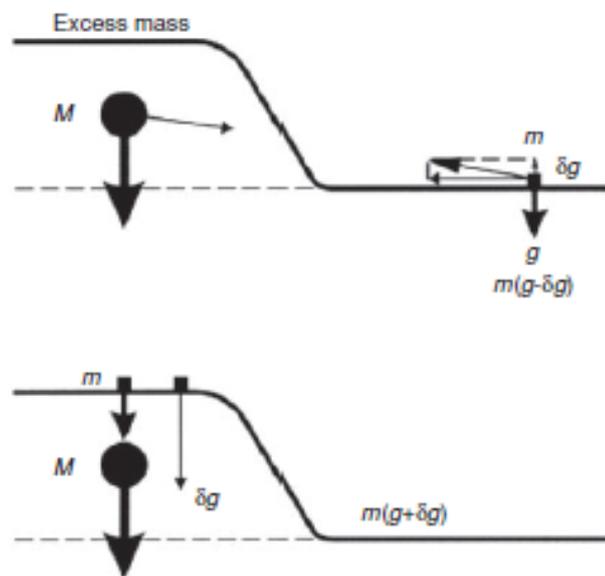
$$g_b = 0.04192 \rho h \text{ mgal} \quad (2.20)$$

Koreksi Bouguer berbanding terbalik dengan koreksi udara bebas. Jika titik pengukuran berada diatas bidang geoid, koreksi akan dikurangkan. Hal ini disebabkan oleh kandungan massa yang ada diatas bidang geoid membuat nilai g dari titik pengukuran lebih besar dari g pada bidang geoid, sehingga untuk membuat titik pengukuran berada di bidang geoid maka koreksinya harus dikurangkan.

Berlaku sebaliknya, jika titik pengukurannya terletak dibawah bidang geoid, koreksinya akan ditambah (Bosy, 2016).

II.5.2.4 Koreksi Medan (Terrain Correction)

Koreksi ini dilakukan untuk mengoreksi adanya pengaruh penyebaran massa yang tidak teratur di sekitar titik pengukuran. Efek dari adanya bukit pada titik pengukuran ditunjuk pada gambar 2.16.



Gambar 2.16 Efek dari keberadaan bukit pada titik pengukuran (Reynold, 2011)

Pada koreksi Bouguer, diasumsikan bahwa titik pengukuran berada pada suatu bidang datar yang sangat luas. Sedangkan seringkali kenyataan pada saat di lapangan, titik pengukuran memiliki topografi yang berundulasi seperti keberadaan lembah dan bukit (Bosy, 2016). Jika stasiun pengukuran dekat dengan keberadaan bukit, maka akan mengakibatkan gaya keatas yang menarik pegas pada alat *gravimeter*, sehingga nilai pembacaan gayaberat akan mengalami pengurangan. Sedangkan jika stasiun pengukuran dekat dengan keberadaan lembah (gambar 2.17), maka akan mengakibatkan gaya kebawah yang hilang sehingga pegas pada

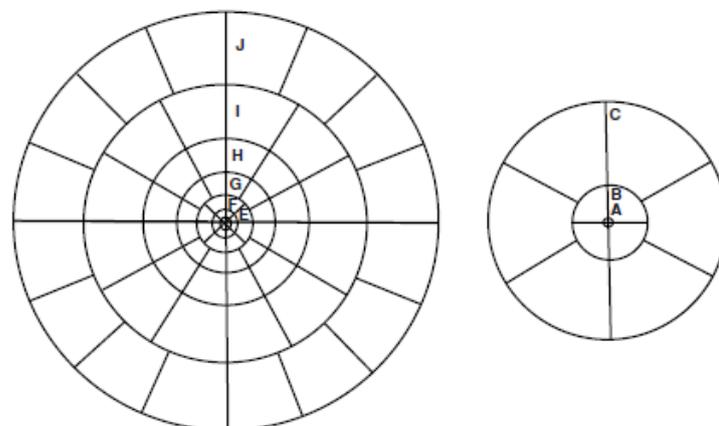
alat *gravimeter* tertarik keatas, sehingga nilai pembacaan gayaberat juga akan mengalami pengurangan. Dari kedua kondisi diatas, koreksi medan pada pengukuran ditambahkan terhadap nilai percepatan percepatan gravitasi.



Gambar 2.17 Efek dari keberadaan lembah pada titik pengukuran (Reynold, 2011)

Perhitungan koreksi topografi dilakukan dengan menggunakan *Hammer chart*. *Hammer chart* membagi area ke dalam beberapa zona dan kompartemen (segmen). Hammer melakukan pendekatan terhadap adanya pengaruh topografi dengan suatu cincin (Bosy, 2016). Adapun untuk pengolahan data terrain dalam penelitian ini dihitung dengan persamaan sebagai berikut (Ilmi, 2020):

$$TC = \frac{2\pi G\rho}{n}(r_L - r_D) + (\sqrt{r_L - z^2}) - (\sqrt{r_D - z^2})mgal \quad (2.21)$$



Gambar 2.18 *Hammer Chart* (Reynold, 2011)

dimana,

r_L dan r_D : radius luar dan radius dalam kompartemen

z : perbedaan elevasi rata-rata kompartemen

n : jumlah segmen dalam zona tersebut

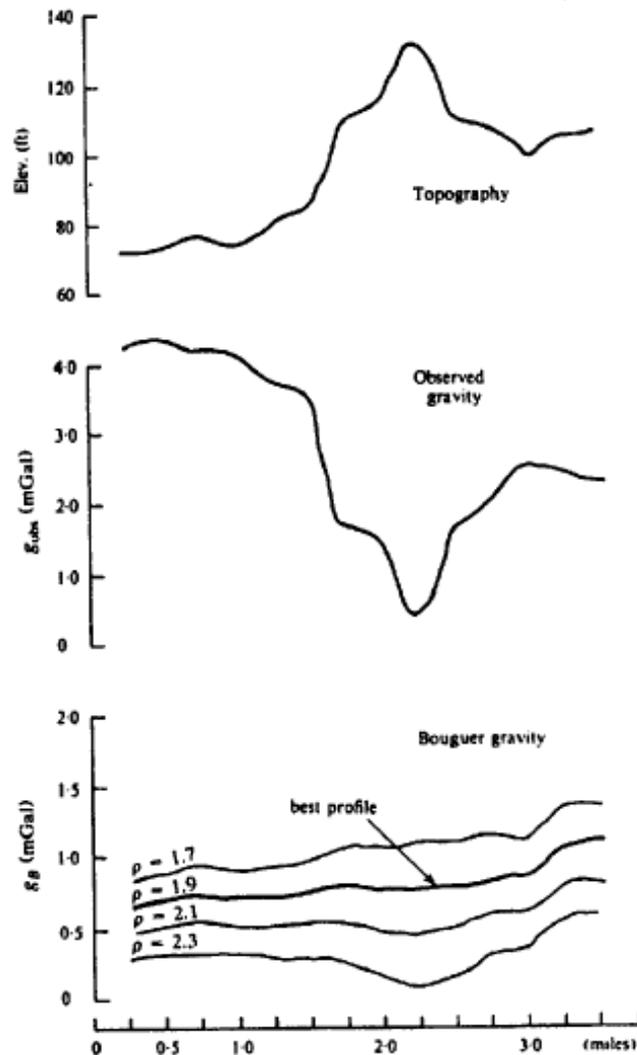
II.6 Penentuan Nilai Densitas

Rapat massa (kontras densitas) merupakan besaran yang dicari pada kegiatan eksplorasi geofisika dengan metode gayaberat. Maka perlu diketahui distribusi harga rapat massa batuan baik untuk keperluan pengolahan data maupun interpretasi. Kontras densitas batuan dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya adalah rapat massa butir atau matriks penyusunnya, porositas, dan kandungan fluida yang terdapat dalam pori-porinya. Namun demikian, terdapat banyak faktor lain yang ikut mempengaruhi rapat massa batuan, diantaranya adalah proses pembentukan, pemadatan (kompaksi) akibat tekanan, kedalaman, serta derajat pelapukan yang telah dialami oleh batuan tersebut (Bosy, 2016).

Ada beberapa metode yang digunakan untuk menentukan nilai densitas yang tepat dan dapat menampilkan nilai densitas batuan bawah permukaan pada titik pengukuran. Nilai rapat massa yang didapat akan digunakan untuk menghitung anomali Bouguer pada daerah observasi. Metode yang digunakan dalam penentuan densitas ialah (Oktobiyanti, 2009):

II.6.1 Metode Nettleton

Metode ini didasarkan pada pengertian tentang koreksi bouguer dan koreksi medan, jika rapat massa yang digunakan sesuai dengan rapat massa permukaan, maka penampang atau profil anomali gayaberat menjadi *smooth* (Bosy, 2016). Estimasi terhadap rapat massa di tunjukkan pada gambar 2.19.



Gambar 2.19 Estimasi rapat massa dengan metode Nettleton (Telford et al., 1990)

Metode ini digunakan dengan cara perhitungan Δg_B (Anomali gayaberat Bouguer) dari topografi massa antara titik-titik terendah dan tertinggi dari profil gayaberat yang dibagi-bagi secara vertikal. Pada metode ini, dibuat grafik anomali Bouguer dengan berbagai macam nilai densitas dan dilakukan perbandingan dengan peta topografi. Nilai densitas yang memiliki variasi paling minimum dengan peta topografi dianggap sebagai densitas yang paling tepat untuk digunakan (Oktobiyanti, 2009). Nilai densitas permukaan juga diperoleh apabila nilai anomali

gayaberat yang dihasilkan tidak mempunyai korelasi dengan topografi di daerah tersebut atau nilai yang dihasilkan akan mendekati nol (Septian dkk., 2020).

$$\rho = \rho_0 + \frac{\Sigma(\Delta gr - \Delta \bar{gr})(h - \bar{h})}{0.04192 \Sigma(h - \bar{h} + \Delta gr - \Delta \bar{gr})} \quad (2.22)$$

dimana :

ρ = Harga rapat massa batuan sebenarnya

ρ_0 = Nilai ρ yang diasumsikan

Δgr = Anomaly Bouguer relative

$\Delta \bar{gr}$ = Anomaly Bouguer relative rata-rata

h = Ketinggian

\bar{h} = Ketinggian rata-rata

II.7 Anomali Bouguer Lengkap (*Complete Bouguer Anomaly* atau *CBA*)

Anomali bouguer disebabkan oleh adanya benda yang berada dekat dengan permukaan ataupun yang jauh dari permukaan pada metode gayaberat, menyebabkan terbentuknya anomali bouguer. Anomali bouguer merupakan selisih antara nilai gayaberat observasi (g_{obs}) dengan nilai gayaberat teoritis atau gayaberat normal (g_n) (Bebe, 2021). Nilai Bouguer tereduksi adalah nilai anomali Bouguer yang sudah direduksi ke bidang acuan pengukuran. Reduksi bouguer dilakukan dengan memberikan beberapa koreksi berupa koreksi pasang surut, koreksi apungan, koreksi lintang, koreksi udara bebas, koreksi medan dan koreksi Bouguer (Zaenudin dkk., 2013). Persamaan untuk mendapatkan nilai Anomali Bouguer Lengkap (g_{ABL}) adalah (Telford et al., 1990):

$$g_{ABL} = g_{obs} - g_t + (g_L + g_{FA} - g_{BC} + g_{TC}) \quad (2.23)$$

$$g_{obs} = g_{read} - g_{tide} - g_{drift} \quad (2.24)$$

dimana,

g_{read} = nilai pembacaan gayaberat di lapangan g_L = koreksi lintang

g_{tide} = koreksi pasang surut g_{drift} = koreksi apungan

g_{FA} = koreksi udara bebas g_{BC} = koreksi bouguer

g_{obs} = nilai gayaberat observasi g_{TC} = koreksi medan

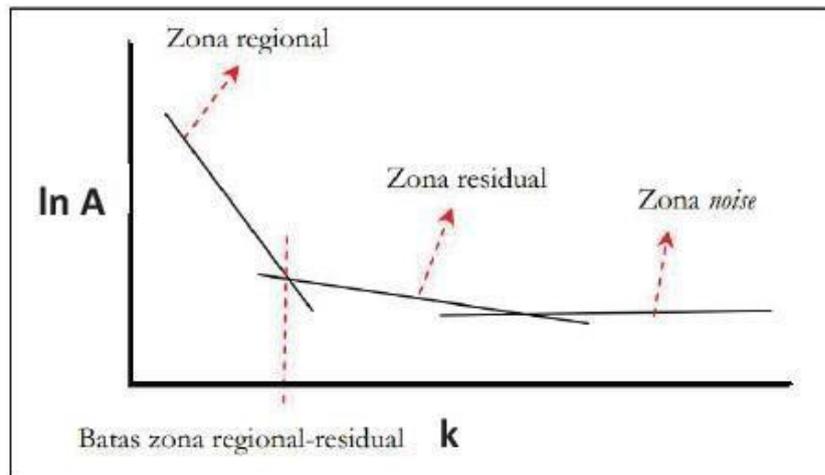
Anomali bouguer sederhana (*Simple bouguer anomaly* atau *SBA*) merupakan anomali Bouguer yang didapat dalam perhitungan dengan tidak memasukkan nilai koreksi medannya. Ada juga nilai anomali udara bebas (*Free Air Anomaly* atau *FAA*), yang biasa digunakan untuk survey pada daerah laut dimana nilai anomalnya tidak memperhitungkan adanya efek massa batuan dalam hal ini koreksi Bouguer kedalam perhitungan (Bosy, 2016).

II.8 Analisis Spektrum

Analisa spektrum ini berguna untuk mengestimasi lebar jendela dan mengestimasi kedalaman dari anomali gayaberat (Sihombing dkk., 2018). Analisis spektrum juga dilakukan untuk melihat respon dari anomali yang berasal dari zona regional, residual dan noise. Metode analisis spektrum menggunakan transform Fourier berguna untuk mengubah suatu fungsi dalam jarak atau waktu menjadi suatu fungsi dalam bilangan gelombang atau frekuensi (Bosy, 2016).

Analisa spektrum dilakukan dengan mengambil sebuah sampel lintasan yang memuat semua rentang nilai anomali percepatan gravitasi yang kemudian ditransformasi, sehingga menghasilkan kurva nilai logaritmik terhadap nilai frekuensi (Ilmi, 2020). Terlihat pada gambar 2.20, hasil transformasi Fourier dibuat

dalam grafik antara $\ln A$ (amplitudo) pada sumbu y vs K (bilangan gelombang) sebagai sumbu x.



Gambar 2.20 Pembagian zona anomali melalui grafik $\ln A$ vs K (Bosy, 2016)

Estimasi nilai kedalaman tiap anomali didapatkan dengan melakukan regresi linear pada masing-masing zona. Kedalaman regional akan didapatkan dengan melakukan regresi linier pada zona regional, hal ini juga berlaku terhadap kedalaman residual dan *noise*. Spektral diturunkan dari potensi gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal dimana persamaan *Transformasi Fouriernya* adalah (Bosy, 2016):

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (2.25)$$

$$F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z)}}{|k|} \quad (2.26)$$

Berdasarkan persamaan 2.25 dan 2.26 maka akan diperoleh :

$$F(U) = 2\pi\gamma\mu \frac{e^{|k|(z_0-z)}}{|k|} \quad (2.27)$$

dimana,

U = potensial gayaberat μ = anomali rapat massa

γ = konstanta gayaberat r = jarak
 z_0 = ketinggian titik amat z = kedalaman benda anomali
 k = bilangan gelombang

Dari persamaan 2.27, maka transformasi fourier dari anomali gayaberat di suatu lintasan (Sihombing, 2020):

$$F(g_z) = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) = \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (2.28)$$

Maka persamaannya menjadi,

$$F(g_z) = 2\pi\gamma\mu e^{|k|(z_0-z)} \quad (2.29)$$

dimana,

g_z = anomali gaya berat

Ketika distribusi massa memiliki sifat random dan tidak memiliki korelasi antara masing-masing nilai gayaberat, maka $\mu=1$, sehingga membuat hasil transformasi Fourier anomali gayaberat menjadi (Bosy, 2016):

$$A = C e^{|k|(z_0-z)} \quad (2.30)$$

dimana,

A = Amplitudo C = konstanta

Hubungan yang terjadi antara A (amplitudo), K (bilangan gelombang), dan (z_0-z) dapat melakukan logaritma dari persamaan :

$$y = ax + b \quad (2.31)$$

Sehingga dapat diketahui persamaan garis lurus antara spektrum amplitudo ($\ln A$) dan bilangan gelombang (k). Komponen k berbanding lurus dengan spektral amplitudo :

$$\ln A = (z_0 - z)|K| + \ln C \quad (2.32)$$

II.9 Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Anomali Bouguer merupakan superposisi dari anomali yang bersifat regional dan anomali yang bersifat lokal. Anomali regional berasosiasi dengan kondisi geologi umum yang dominan pada titik pengukuran dengan ciri berfrekuensi rendah. Anomali ini lebih menggambarkan keadaan struktur batuan dasar. Sedangkan anomali lokal (anomali residual) mengandung informasi kondisi geologi setempat yang telah mengalami penyimpangan dari kondisi regionalnya dengan ciri berfrekuensi tinggi (Oktobiyanti, 2009).

Anomali gelombang frekuensi tinggi dapat dihilangkan dengan metode perataan bergerak (*moving average*) dari data CBA. Metode ini akan menghasilkan output berupa data anomali regional. Anomali residual diperoleh dari selisih anomali Bouguer dengan anomali regional.

$$\Delta g_{reg}(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (2.33)$$

$$\Delta g_{res} = \Delta g_{ABL} - \Delta g_{reg} \quad (2.34)$$

dimana (Bebe, 2021),

i = stasiun Δg_{ABL} = anomali bouguer lengkap

N = lebar jendela Δg_{reg} = nilai anomali regional

Metode *moving average* bersifat sebagai *low pass filter* (menapis anomali gelombang frekuensi tinggi tadi). Semakin lebar jendela tapis yang digunakan dalam perhitungan maka nilai anomali residualnya akan mendekati nilai anomali Bouguer Lengkap. Jendela tapis (window) yang digunakan dapat dihitung dengan persamaan (Bosy, 2016):

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (2.35)$$

$$\lambda = n \Delta x \quad (2.36)$$

$$n = \frac{\lambda}{\Delta x} \quad (2.37)$$

dimana,

k = bilangan gelombang Δx = lebar grid

n = lebar jendela λ = panjang gelombang

II.10 Analisis *derivative*

II.10.1 Turunan Horizontal Pertama (*First Horizontal Derivative* atau *FHD*)

Turunan horizontal pertama atau *first horizontal derivative* merupakan analisis *derivative* yang menggambarkan batas suatu struktur pada anomali gaya berat. Prinsip yang digunakan dalam analisis ini adalah turunan mendatar pertama terhadap data anomali gayaberat. Nilai dari turunannya memperlihatkan perubahan nilai anomali gayaberat dari titik satu ke titik tertentu yang mempunyai puncak maksimum serta minimum pada kontak benda anomalnya (Sihombing, 2020).

Persamaan dari *first horizontal derivative* (*fhd*) dapat dihitung dengan persamaan (Lase, 2020):

$$f(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (2.38)$$

dimana, g = nilai anomali (mgal).

II.10.2 Turunan Vertikal Kedua (*Second Vertical Derivative* atau *SVD*)

Metode *Second Vertical Derivative* (*SVD*) merupakan analisis *derivative* yang digunakan untuk mengetahui jenis sesar. Metode ini menentukan jenis sesar dengan bantuan peta geologi regional daerah penelitian, yaitu dengan cara *slicing* keberadaan sesar yang nampak pada peta geologi (Ramadhan dkk., 2020).

Analisis anomali dengan *SVD* dilakukan dengan menggunakan filter operasi matriks *elkins* (Fitriani dkk., 2020). Metode ini bersifat *high pass filter*, sehingga dapat menggambarkan anomali residual yang berasosiasi dengan struktur dangkal yang dapat digunakan dalam identifikasi jenis sesar. Perhitungan *Second Vertical Derivative* diturunkan langsung dari Persamaan *Laplace* untuk anomali gayaberat di permukaan, dengan persamaan (Aufia dkk., 2019) :

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \quad (2.39)$$

$$\nabla^2 \Delta g = \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} \quad (2.40)$$

Maka persamaannya menjadi (Lase, 2020):

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = 0 \quad (2.41)$$

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} \right] \quad (2.42)$$

Untuk metode *Second Vertical Derivative (SVD)* ketika digunakan sebagai data penampang (1-D) yang berarti nilai y memiliki nilai yang sama sehingga persamaan yang digunakan :

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} \right] \quad (2.43)$$

Analisis struktur peta *SVD* dilakukan dengan penarikan *slice*. Setelah di *slice*, kita dapat menentukan jenis sesar dari *slice* profil lintasan yang kita perkirakan akan tegak lurus dengan struktur geologi. Kemudian setelah dislice, akan dihasilkan nilai $\left(\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} \right)$ maksimum dan nilai $\left(\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} \right)$ minimum (Bosy, 2016). Kriteria penentuan jenis sesar dalam metode *Second Vertical Derivative (SVD)* yaitu sebagai berikut (Fitriani dkk., 2020):

$$\left(\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2}\right)_{maks} > \left|\left(\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2}\right)\right|_{min} \quad \text{Sesar normal} \quad (2.44)$$

$$\left(\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2}\right)_{maks} < \left|\left(\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2}\right)\right|_{min} \quad \text{Sesar naik} \quad (2.45)$$

$$\left(\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2}\right)_{maks} = \left|\left(\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2}\right)\right|_{min} \quad \text{Sesar mendatar} \quad (2.46)$$

Setelah mendapatkan jenis struktur sesarnya, maka akan dibandingkan dengan data geologi dan referensi pada daerah penelitian .

Tabel 2.1 Matriks Elkins (1951) (5x5) sebagai filter SVD (Fitriani dkk., 2020)

0	-0.0833	0	-0.0833	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0334	1.0668	-0.0334	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0833	0	-0.0833	0

II.11 Pemodelan Data Gayaberat

Analisis data utama gayaberat dilakukan dengan dua cara pemodelan, yaitu pemodelan *forward* dan pemodelan inversi. Didalam penelitian ini, dilakukan pemodelan secara inversi.

II.11.1 Pemodelan Inversi (*Inverse Modelling*)

Pemodelan inversi (*inverse modeling*) sering disebut sebagai “kebalikan” dari pemodelan ke depan (*forward modelling*) karena dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data.

Inversi merupakan satu kesatuan teknik atau metode matematika dan statistika yang digunakan untuk memperoleh informasi yang berguna mengenai suatu sistem fisika yang didasarkan pada observasi sistem tersebut. Sistem fisika yang dimaksud adalah fenomena yang yang ditinjau di lapangan. Hasil observasi terhadap sistem

adalah data sedangkan informasi yang ingin diperoleh data adalah model atau parameter model.

Pada pemodelan gayaberat dengan pendekatan model 2-D, bentuk dari penampang benda anomali beraarah sumbu x dan z dianggap tetap ataupun sama sepanjang arah strukturnya. Perhitungan terhadap respon model maupun pengukuran data, dilakukan di sepanjang penampang tegak lurus arah strukur. Untuk penggambaran distribusi rapat massa secara 2-D maka mediumnya dipisah menjadi grid atau blok homogen dengan rapat massa bervariasi.

Pada notasi matriks data anomali gayaberat :

$$d = [d_i] ; i = 1, 2, \dots, N \quad (2.47)$$

Merupakan fungsi dari variasi rapat massa melalui hubungan linier dari:

$$d = \underline{G}m \quad (2.48)$$

dimana,

$$\underline{G} = [G_{ik}] \quad i = 1, 2, \dots, N \quad k = 1, 2, \dots, M$$

merupakan matriks kernel dan,

$$m = [m_k] \quad k = 1, 2, \dots, M$$

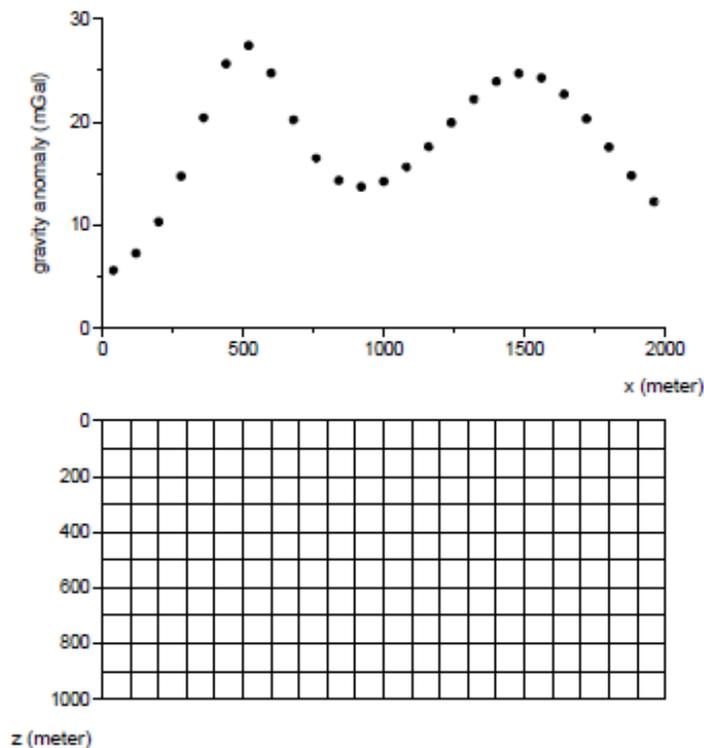
merupakan vektor model. Komponen matriks kernel G_{ik} menyatakan kontribusi blok ke - k dengan rapat massa satuan pada anomali gayaberat di titik ke - i. Sementara N dan M masing-masing merupakan jumlah data dan jumlah dari parameter model (blok).

Data pengukuran hanya terletak di permukaan sepanjang lintasan atau penampang yang memotong anomali, maka dalam skala umum jumlah data jauh lebih kecil bila dibandingkan dengan jumlah parameter model yang dicari (*underdetermined*).

Maka solusi inversi diperoleh dengan meminimumkan *norm* model dan model inversi dinyatakan dalam persamaan :

$$m = \underline{G}^T [\underline{G} \underline{G}^T + \lambda \underline{I}]^{-1} d \quad (2.49)$$

dimana λ adalah faktor dari redaman yang dapat digunakan untuk mengurangi efek *over-fitting*. Dimana *over-fitting* adalah respon model yang hampir sama dengan data (termasuk *noise* pada data) (Grandis, 2009). Gambar dari anomali gayaberat profil 2-D bawah permukaan yang dipisah menjadi grid seragam ditunjuk pada gambar 2.21.



Gambar 2.21 Anomali gayaberat profil 2-D bawah permukaan yang dipisah menjadi grid seragam (Grandis, 2009)

II.12 Geostatistik

Geostatistik adalah metode statistik yang digunakan untuk menampilkan hubungan antar variabel yang diukur pada titik tertentu dengan variabel yang sama diukur

pada titik dengan jarak tertentu dari titik pertama dilakukan pengukuran (Schabenberger & Gotway, 2005).

II.12.1 Uji Normalitas

Uji normalitas adalah suatu proses yang digunakan untuk mengetahui asal dari sebuah data, misalnya data berasal dari populasi yang terdistribusi normal atau berada dalam sebaran normal. Distribusi normal adalah distribusi simetris dengan modus, mean dan median berada dipusat. Uji normalitas ini juga digunakan untuk mengukur data dengan skala interval, ordinal, ataupun rasio. Jika analisis yang digunakan ialah metode parametrik, maka persyaratan normalitas yang harus dipenuhi yaitu data tersebut berasal dari distribusi yang normal. Jika data tidak terdistribusi normal, atau jumlah sampel sedikit dan jenis data adalah nominal atau ordinal maka metode yang digunakan adalah statistik non parametrik.

Ada beberapa cara yang dapat dilakukan dalam analisis normalitas data yaitu *Liliefors*, *kolmogorof-smirnov*, *chi Square*, dan sebagainya. Didalam penelitian ini, dilakukan analisis secara *Liliefors*.

II.12.1.1 Uji Liliefors

Uji normalitas data dilakukan dengan menggunakan uji *Liliefors* (L_0) dilakukan dengan mengklasifikasi data yang diperoleh merupakan data terdistribusi normal atau tidak. Dasar yang dijadikan acuan adalah jika nilai $L_{hitung} > L_{tabel}$ maka H_0 ditolak, dan jika nilai $L_{hitung} < L_{tabel}$ maka H_0 tersebut dapat digunakan. Hipotesis statistik yang digunakan (Nuryadi dkk., 2017):

H_0 : Sampel berasal dari populasi yang berdistribusi normal

H_1 : Sampel tidak berasal dari populasi yang berdistribusi normal

Adapun langkah-langkah untuk menguji normalitas, yaitu:

1. Data pengamatan $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ dijadikan bilangan baku $z_1, z_2, z_3, \dots, z_n$ dengan menggunakan rumus $\frac{x_i - \bar{x}}{s}$ (dimana \bar{x} dan s merupakan rata-rata dan simpangan baku).
2. Setiap bilangan baku diatas, dengan menggunakan daftar distribusi normal baku kemudian dilakukan penghitungan nilai peluang $F(z_i) = P(z < z_i)$.
3. Selanjutnya dilakukan penghitungan proporsi $z_1, z_2, z_3, \dots, z_n$ yang lebih kecil atau sama dengan z_i . Jika proporsi ini ditanyakan oleh $S(z_i)$ maka :

$$S(z_i) = \frac{\text{banyaknya } z_1, z_2, \dots, z_n \text{ yang } \leq z_i}{n} \quad (2.50)$$

4. Menghitung selisih $F(z_i) - S(z_i)$, kemudian tentukan harga mutlaknyaa.
5. Mengambil harga yang terbesar diantara harga mutlak selisih tersebut, misal harga tersebut ialah L_0 .

Tabel 2.2 Uji Lilliefors

Ukuran Sampel	Tarf Nyata (α)				
	0,01	0,05	0,10	0,15	0,20
n = 4	0,417	0,381	0,352	0,319	0,300
5	0,405	0,337	0,315	0,299	0,285
6	0,364	0,319	0,294	0,277	0,265
7	0,348	0,300	0,276	0,258	0,247
8	0,331	0,285	0,261	0,244	0,233
9	0,311	0,271	0,249	0,233	0,223
10	0,294	0,258	0,239	0,224	0,215
11	0,284	0,249	0,230	0,217	0,206
12	0,275	0,242	0,223	0,212	0,199
13	0,268	0,234	0,214	0,202	0,190
14	0,261	0,227	0,207	0,194	0,183
15	0,257	0,220	0,201	0,187	0,177
16	0,250	0,213	0,195	0,182	0,173
17	0,245	0,206	0,189	0,177	0,169
18	0,239	0,200	0,184	0,173	0,166
19	0,235	0,195	0,179	0,169	0,163
20	0,231	0,190	0,174	0,166	0,160
25	0,200	0,173	0,158	0,147	0,142
30	0,187	0,161	0,144	0,136	0,131
n > 30	$\frac{1,031}{\sqrt{n}}$	$\frac{0,886}{\sqrt{n}}$	$\frac{0,805}{\sqrt{n}}$	$\frac{0,768}{\sqrt{n}}$	$\frac{0,736}{\sqrt{n}}$

Untuk menentukan penggunaan (H_0), dilakukan dengan cara membandingkan nilai L_0 dengan nilai kritis L yang terdapat dalam tabel 2.2 untuk taraf nyata yang akan dipilih (Nuryadi dkk., 2017)

II.12.2 Uji Regresi

Analisis regresi dilakukan untuk menentukan persamaan regresi yang dapat digunakan untuk menentukan nilai variabel yang baik. Persamaan yang digunakan adalah sebagai berikut (Nuryadi dkk., 2017):

$$Y = a + bX \quad (2.51)$$

dengan,

a = konstanta (nilai Y apabila $X = 0$)

b = koefisien regresi (penentuan perubahan nilai Y apabila X berubah nilai satu unit).

X = variable yang mempengaruhi nilai dari variabel lain (*independent variable*)

Y = varibel yang besar nilainya dipengaruhi variabel lain (*dependent variable*)

Sama halnya dengan garis trend, garis regresi yang baik digunakan adalah garis regresi yang mempunyai cirri-ciri sebagai berikut :

$$\Sigma(Y - Y_t) = 0 \quad (2.52)$$

dimana,

$\Sigma(Y - Y_t)$ = nilai minimum (nilai terkecil)

Untuk memperoleh persamaan regresi dengan ciri seperti diatas, maka persamaan regresi tersebut ditentukan dengan menggunakan metode jumlah kuadrat terkecil (*least sum of Square method*). Dengan menggunakan metode ini, nilai konstanta (a)

dan koefisien regresi (b) pada persamaan regresi dapat dihitung dengan menggunakan persamaan :

$$b = \frac{n\Sigma XY - \Sigma X \Sigma Y}{n\Sigma X^2 - (\Sigma X)^2} \quad (2.53)$$

Nilai \bar{Y} dan nilai \bar{X} ditentukan dengan persamaan :

$$\bar{Y} = \frac{\Sigma Y}{n}; \bar{X} = \frac{\Sigma X}{n} \quad (2.54)$$

dimana,

n = jumlah data observasi

\bar{Y} = Nilai Y rata-rata

\bar{X} = Nilai X rata-rata

Dalam uji regresi, didapatkan juga nilai korelasi antara variabel X dan Variabel Y. Pada tabel 2.3 ditampilkan kategori korelasi dalam uji regresi. Nilai korelasi dibagi berdasarkan besar nilai R yang akan terbagi dalam 5 kategori ; sangat rendah (0-0.19), rendah (0.2- 0.39), sedang (0.4- 0.59), kuat (0.6- 0.79) dan sangat kuat (0.8-1).

Tabel 2.3 Kategori korelasi dalam uji regresi

KATEGORI KORELASI	
0,00 - 0,199	Sangat Rendah
0,20-0,399	Rendah
0,40-0,599	Sedang
0,60-0,799	Kuat
0,80-1,00	Sangat Kuat

BAB III

METODOLOGI PENELITIAN

III.1 Lokasi Penelitian

Penelitian ini dilakukan di daerah panas bumi “MN”, ditunjuk pada gambar 3.1. Dilaksanakan pada tanggal 25 Januari – 15 Februari di area Gunung Karua, Kec. Bittuang, Kab. Tana Toraja Provinsi Sulawesi Selatan.



Gambar 3.1 Peta Lokasi Penelitian

III.2 Data Penelitian

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah:

1. Data sekunder dari survei metode gayaberat yang telah dilakukan oleh Tim Survei dari Pusat Sumberdaya Mineral, Batubara dan Panas bumi di daerah panas bumi “MN”
2. Data geologi (data pendukung)

III.3 Alat dan Bahan

1. Gravimeter Scintrex CG-5

Mengukur nilai gayaberat pada tiap titik pengukuran di lapangan dan memiliki ketelitian hingga orde mikroGal.