



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF 141501

**ANALISIS BAWAH PERMUKAAN SISTEM
PANAS BUMI LAPANGAN “X” BERDASARKAN
PEMODELAN INVERSI 3D DATA GAYA BERAT**

JUBILATE SIHOMBING
NRP 3714100008

Dosen Pembimbing
Wien Lestari, S.T., M.T.
NIP 19811002 201212 2 003

Mariyanto, S.Si., M.T.
NPP 1991201711044

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
Fakultas Teknik Sipil, Lingkungan dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2018



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF141501

**ANALISIS BAWAH PERMUKAAN SISTEM PANAS BUMI LAPANGAN “X”
BERDASARKAN PEMODELAN INVERSI 3D DATA GAYA BERAT**

**JUBILATE SIHOMBING
NRP 3714100008**

**Dosen Pembimbing
Wien Lestari, S.T, M.T
NIP. 19811002 201212 2 003**

**Mariyanto, S.Si, M.T
NPP. 1991201711044**

**DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
Fakultas Teknik Sipil, Lingkungan Dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2018**

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

UNDERGRADUATE THESIS - RF141501

**SUBSURFACE ANALYSIS OF GEOTHERMAL SYSTEM “X” FIELD BASED ON
3D GRAVITY DATA INVERSION MODELLING**

**JUBILATE SIHOMBING
NRP 3714100008**

**Supervisor
Wien Lestari, S.T, M.T
NIP. 19811002 201212 2 003**

**Mariyanto, S.Si, M.T
NPP. 1991201711044**

**GEOPHYSICAL ENGINEERING DEPARTMENT
Faculty of Civil Environment And Geo Engineering
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2018**

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

ANALISIS BAWAH PERMUKAAN SISTEM PANAS BUMI LAPANGAN "X" BERDASARKAN PEMODELAN INVERSI 3D DATA GAYA BERAT

TUGAS AKHIR

Diajukan Untuk Memenuhi Salah Satu Syarat
Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Teknik
Pada

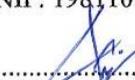
Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya

Surabaya, 26 Juli 2018

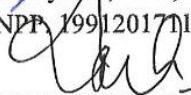
Menyetujui,

-
1.  Wien Lestari, S.T, M.T (Pembimbing I)
NIP. 19811002 201212 2 003

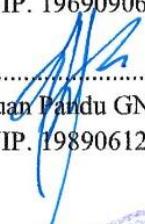
.....

 2.  Mariyanto, S.Si., M.T (Pembimbing II)
NIP. 1991201711044

.....

 3.  Dr. Ayi. Syaeful Bahri, S.Si., MT (Penguji I)
NIP. 19690906 199702 1 001

.....

 4.  Juan Pandu GNR, S.Si., M.T (Penguji II)
NIP. 19890612 201504 1 003

Mengetahui,

Kepala Laboratorium Petrofisika
Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya


Wien Lestari, S.T, M.T.

NIP. 19811002 201212 2 003



HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

PERNYATAAN KEASLIAN

TUGAS AKHIR

Dengan ini saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan Tugas Akhir saya dengan judul "**Analisis Bawah Permukaan Sistem Panas Bumi Lapangan "X" Berdasarkan Pemodelan Inversi 3D Data Gaya Berat**" adalah benar-benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diijinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya sendiri.

Semua referensi yang dikutip maupun dirujuk telah ditulis secara lengkap pada daftar pustaka.

Apabila ternyata pernyataan ini tidak benar, saya bersedia menerima sanksi sesuai peraturan yang berlaku.

Surabaya, 26 Juli 2018



Jubilate Sihombing
3714100008

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

ANALISIS BAWAH PERMUKAAN SISTEM PANAS BUMI LAPANGAN “X” BERDASARKAN PEMODELAN INVERSI 3D DATA GAYA BERAT

Nama : Jubilate Sihombing
NRP : 3714100008
Departemen : Teknik Geofisika
Dosen Pembimbing 1 : Wien Lestari, S.T, M.T
Dosen Pembimbing 2 : Mariyanto, S.Si. M.T

ABSTRAK

Daerah penelitian merupakan salah satu daerah berpotensi panas bumi yang berada di Pulau Sulawesi. Daerah penelitian berada pada lingkungan non-vulkanik yang didominasi oleh batuan vulkanik tersier dan dibatasi oleh sesar Palu-Koro yang aktif dengan manifestasi permukaan berupa mata air panas. Data yang digunakan merupakan data pengukuran tahun 2010. Penelitian bertujuan untuk mengetahui gambaran bawah permukaan berdasarkan distribusi densitas batuan dengan pemodelan inversi tiga dimensi (3D). Anomali bouguer lengkap yang diperoleh dengan nilai densitas $2,8 \text{ gr/cm}^3$ menunjukkan rentang nilai antara 41 mgal hingga 62 mgal dengan nilai anomali yang rendah berada di bagian utara dan nilai anomali yang tinggi berada di bagian selatan daerah penelitian. Berdasarkan hasil pemodelan inversi 3D, terdapat batuan berdensitas rendah dengan nilai antara $2,0 - 2,3 \text{ gr/cm}^3$ di sekitar mata air panas daerah penelitian dengan kedalaman $<1000 \text{ m}$. Batuan tersebut diinterpretasikan sebagai batuan yang berasosiasi dengan rekahan membentuk zona patahan yang mengontrol manifestasi permukaan daerah penelitian. Batuan berdensitas tinggi dengan nilai antara $2,8 - 3,0 \text{ gr/cm}^3$ yang berada bagian selatan daerah penelitian dengan kedalaman $>2000 \text{ m}$. Batuan tersebut diinterpretasikan sebagai batuan beku intrusif dan diduga berperan sebagai sumber panas bumi dari sistem panas bumi daerah penelitian.

Kata Kunci : *Gaya Berat, Panas Bumi, Sesar, Sumber Panas*

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

SUBSURFACE ANALYSIS OF GEOTHERMAL SYSTEM “X” FIELD BASED ON 3D GRAVITY DATA INVERSION MODELLING

Name : Jubilate Sihombing
NRP : 3714100008
Department : *Geophysical Engineering*
1st Supervisor : Wien Lestari, S.T, M.T
2nd Supervisor : Mariyanto, S.Si. M.T

ABSTRACT

The research area is one of the potentially geothermal area, located on the Sulawesi Island. The research area formed in non-volcanic environment, the geological formation is dominated by tertiary volcanic rocks and controlled by an active Palu-Koro fault. Surface manifestation is characterized by hot springs. The data used is the data measurement in 2010. The research aimed to find out the subsurface condition based on rock density distribution with three dimensional inversion modeling (3D). The complete bouguer anomaly obtained with a density value of 2.8 gr / cm³ shows a range of values between 41 mgal to 62 mgal with low anomaly values located in the north and high anomaly values located in the southern part of the study area. Based on the 3D inversion modeling results, there are low density rocks with values between 2.3 - 2.5 g /cm³ around the hot springs of the research area with a depth of <1000 m. These rocks are interpreted as rocks that associated with fractures forming a fault zone that controls the surface manifestation of the research area. High density rocks with values between 2.8 - 3.0 gr /cm³ are located south of research area with depth > 2000m. This rocks are interpreted as intrusive igneous rocks and are thought as the heat source of geothermal systems in the research area.

Keywords : Fault, Geothermal, Gravity, Heat Source

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

KATA PENGANTAR

Segala puji dan syukur kepada Tuhan Yang Maha Esa karena atas berkat dan perkenanan-Nya sehingga Laporan Tugas Akhir dengan judul: **“ANALISIS BAWAH PERMUKAAN SISTEM PANAS BUMI LAPANGAN “X” BERDASARKAN PEMODELAN INVERSI 3D DATA GAYA BERAT”** ini dapat terselesaikan dengan baik.

Pelaksanaan dan penyusunan Laporan Tugas Akhir ini tidak terlepas dari bimbingan, bantuan, dan dukungan berbagai pihak. Pada kesempatan ini, penulis mengucapkan terimakasih kepada:

1. Bapa, Uma dan semua keluarga, yang menjadi motivasi terbesar penulis, atas dukungan dan doa yang senantiasa menyertai penulis.
2. Ibu Wien Lestari, S.T, M.T, dan Bapak Mariyanto, S.Si, M.T, selaku pembimbing di perguruan tinggi yang telah memberikan bimbingan dan arahan kepada penulis.
3. Bapak Wiwid Joni, S.Si, M.T dan seluruh praktisi bidang panas bumi Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara dan Panas Bumi (PSDMBP) yang telah memberikan bimbingan dan arah kepada penulis.
4. Seluruh dosen dan staf Departemen Teknik Geofisika ITS yang telah banyak memberikan ilmu dan membantu secara administrasi selama penulis melakukan studi di Departemen Teknik Geofisika ITS.
5. Teman-teman mahasiswa Departemen Teknik Geofisika ITS khususnya TG3.
6. Semua pihak yang telah membantu yang tidak dapat dituliskan satu per satu.

Penulis menyadari masih banyak kekurangan dalam penyusunan Laporan Tugas Akhir ini. Oleh karena itu, kritik dan saran yang membangun dari pembaca sangat penulis harapkan sebagai modal pengembangan di masa yang akan datang. Penulis berharap dengan terselesaikannya Tugas Akhir ini dapat bermanfaat bagi siapa saja yang membacanya.

Surabaya, 26 Juli 2018

Penulis

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

DAFTAR ISI

LEMBAR PENGESAHAN.....	v
PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR	vii
ABSTRAK	ix
<i>ABSTRACT</i>	xi
KATA PENGANTAR.....	xiii
DAFTAR ISI	xv
DAFTAR GAMBAR.....	xvii
DAFTAR TABEL	xix
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Latar belakang	1
1.2 Perumusan Masalah.....	2
1.3 Batasan Masalah.....	2
1.4 Tujuan Penelitian.....	3
1.5 Manfaat	3
BAB II DASAR TEORI.....	5
2.1 Studi Pendahuluan.....	5
2.1.1 Analisis Bawah Permukaan Berdasarkan Data Gaya Berat	5
2.1.2 Geologi Daerah Penelitian	7
2.2 Dasar Teori.....	10
2.2.1 Sistem Panas Bumi	10
2.2.2 Metode Gaya Berat	12
2.2.3 Konsep Gaya Berat	13
2.2.4 Potensial Gravitasi	14
2.2.5 Bentuk Bumi	15
2.2.6 Koreksi Pada Metode Gaya Berat	17
2.2.7 Anomali Bouguer.....	21
2.2.8 Densitas Batuan	22
2.2.9 <i>Filtering Butterworth</i>	23

2.2.10 <i>First Horizontal Derivative (FHD)</i>	24
2.2.11 Pemodelan Inversi	25
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	27
3.1 Waktu dan Tempat Penelitian	27
3.2 Data dan Peralatan	27
3.3 Alur Penelitian	29
3.4 Prosedur Penelitian	30
3.4.1 Studi Literatur	30
3.4.2 Perhitungan Anomali Bouger Lengkap	30
3.4.3 Pemisahan Anomali Bouger Regional dan Residual	31
3.4.4 Analisis Derivatif	31
3.4.5 Pemodelan 3D	32
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	35
4.1 Estimasi Densitas	35
4.2 Anomali Bouguer Lengkap	36
4.3 Anomali Bouguer Regional	40
4.4 Anomali Bouguer Residual	40
4.5 Analisis Derivatif	41
4.6 Model Inversi 3D	45
BAB V PENUTUP.....	51
5.1 Kesimpulan	51
5.2 Saran	51
LAMPIRAN.....	55
BIODATA PENULIS	65

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2. 1 Peta <i>first horizontal derivative</i> daerah Pantar (Sugianto dkk., 2017)	5
Gambar 2.2 Distribusi Densitas Panas Bumi Sipaholon (Parapat dkk., 2016) ...	6
Gambar 2.3 Peta Geologi Daerah Penelitian (Modifikasi dari PSDG, 2010)	9
Gambar 2.4 Model konseptual panas bumi secara umum (Niasari, 2015)	12
Gambar 2.5 Konsep Gaya Tarik Menarik antara Dua Benda (Hinze, 2013)	13
Gambar 2.6 Potensial massa tiga dimensi (Telford dkk., 1990)	15
Gambar 2.7 Bentuk bumi antara spheroid dan ellips yang berotasi (Reynolds, 1997).....	16
Gambar 2.8 Perbedaan bentuk muka bumi teori dan muka bumi sebenarnya. Lengkungan dari geoid: a. efek dari kerak benua b. efek lokalisir dikarenakan massa yang berlebih di permukaan (Reynolds, 1997)	17
Gambar 2.9 Sebuah kurva drift gravimeter yang dibangun dari pembacaan berulang di lokasi tetap (Kearey dkk., 2002).....	19
Gambar 2.10 (a) Variasi kecepatan sudut dengan garis lintang di sekitar bumi. (b) Bentuk sejati dari ellipsoid oblate (Kearey dkk., 2002)	20
Gambar 2.11 Gradien horizontal terhadap anomali gravitasi pada model tabular (Blakely, 2009)	25
Gambar 3.1 Alur Kerja Penelitian	29
Gambar 3.2 <i>Filtering butterworth</i>	31
Gambar 3.3 <i>Filtering FHD</i>	32
Gambar 3.4 Isian untuk pembuatan mesh.....	33
Gambar 3.5 Penambahan standar deviasi	33
Gambar 3.6 Isian untuk melakukan proses inversi	34
Gambar 4.1 Estimasi densitas batuan dengan metode parasnis pada daerah penelitian	36
Gambar 4.2 Peta topografi daerah penelitian dan persebaran titik pengukuran	38

Gambar 4.3 Peta anomali bouger lengkap daerah penelitian.....	39
Gambar 4.4 Peta anomali bouger regional daerah penelitian	42
Gambar 4.5 Peta anomali bouger residual daerah penelitian.....	43
Gambar 4.6 Peta <i>first horizontal derivative</i> daerah penelitian	44
Gambar 4.7 Penampang model 2D lintasan A-A'.....	45
Gambar 4.8 Peta lintasan penampang model 2D daerah penelitian.....	46
Gambar 4.9 Penampang model 2D lintasan B-B'.....	47
Gambar 4.10 Penampang model 2D lintasan C-C'	48
Gambar 4.11 Penampang model 2D lintasan D-D'	49
Gambar 4.12 Model 3D distribusi densitas daerah penelitian	50

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Nilai Densitas Batuan (Telford dkk., 1990).....	22
Tabel 4.1 Pengukuran densitas batuan daerah panas bumi “x”	35
Tabel 4.2 Rentang nilai anomali bouguer lengkap daerah penelitian	37
Tabel 4.3 Rentang nilai anomali bouguer regional daerah penelitian.....	40
Tabel 4.4 Rentang nilai anomali bouguer residual daerah penelitian	41
Tabel 4.5 Rentang nilai densitas pada lintasan A-A’	45
Tabel 4.6 Rentang nilai densitas pada lintasan B-B’	47
Tabel 4.7 Rentang nilai densitas pada lintasan C-C’	48
Tabel 4.8 Rentang nilai densitas pada lintasan D-D’	49
Tabel. 1 Data anomali Bouguer daerah penelitian	55

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar belakang

Potensi panas bumi di Sulawesi merupakan ketiga terbesar setelah Pulau Jawa dan Pulau Sumatera, yaitu sekitar 3229 MWe yang tersebar di 76 lokasi. Sebagian besar potensi panas bumi di Pulau Sulawesi berasosiasi dengan lingkungan non-vulkanik. Panas bumi non-vulkanik merupakan suatu sistem panas bumi yang tidak berhubungan dengan aktivitas vulkanisme Kuartar, terdapat di lingkungan sedimen, plutonik, dan metamorf yang berhubungan dengan proses tektonik dengan manifestasi yang dicirikan dengan kehadiran mata air panas (Gupta dan Roy, 2006). Daerah penelitian ini merupakan salah satu daerah berpotensi panas bumi, namun sampai saat ini belum dimanfaatkan secara tidak langsung untuk pembangkit listrik. Keberadaan sistem panas bumi di daerah ini ditandai dengan manifestasi panas bumi berupa mata air panas dengan suhu 84,2^oC hingga 97^oC. Panas bumi Lilli Sepporaki berada pada lingkungan vulkanik non-vulkanik yang didominasi oleh batuan vulkanik tersier yang dibatasi oleh sesar Palu Koro yang aktif.

Identifikasi sistem panas bumi dilakukan dengan survei geologi, geokimia, dan geofisika. Survei geologi memperoleh informasi geologi permukaan dan survei geokimia memperoleh informasi kandungan fluida yang berasosiasi dengan penciri sistem panas bumi. Sedangkan pengukuran geofisika dilakukan untuk menduga struktur bawah permukaan bumi dengan pendekatan persamaan fisis dan matematis. Hasil survei geofisika awal dibahas lebih rinci, untuk menghasilkan estimasi yang tepat terhadap daerah reservoir yang dikombinasikan dengan survei geokimia dan geologi untuk memprediksi karakteristik reservoir (Hochstein dan Sudarman, 2008).

Salah satu metode geofisika yang digunakan dalam eksplorasi panas bumi adalah metode gaya berat. Metode gaya berat merupakan metode geofisika yang berdasarkan pada perbedaan medan gravitasi akibat perbedaan densitas lapisan batuan penyusun bawah permukaan bumi (Kearey dkk., 2002). Besaran fisis yang diukur dalam metode gaya berat adalah percepatan gravitasi bumi untuk mendapatkan besaran fisis densitas. Data percepatan gaya berat yang didapat selama pengukuran diolah menjadi anomali percepatan gravitasi bumi yang disebut dengan anomali bouguer. Dari hasil pengolahan data tersebut dilakukan pemodelan baik pemodelan kedepan maupun pemodelan inversi hingga diketahui perbedaan densitas batuan, sehingga data tersebut dapat digunakan untuk menentukan struktur geologi bawah permukaan pada daerah penelitian (Telford dkk., 1990).

Metode gaya berat memiliki suatu kelebihan untuk survei awal karena dapat memberikan informasi yang cukup detail tentang struktur geologi dari kontras densitas batuan. Pada eksplorasi panas bumi, metode gaya berat umumnya digunakan untuk menggambarkan struktur bawah permukaan yang mengontrol sistem panas bumi (Nouraliee dkk., 2015), dan juga untuk mengetahui dapur magma atau tubuh batuan intrusif yang berhubungan dengan sumber panas dari sistem panas bumi (Represas dkk., 2013). Pemisahan anomali regional dan residual menggunakan *filtering butterworth*. Filter *butterworth* memberikan harga respon yang maksimal datar pada frekuensi yang dilewatkannya (passband) dan harga yang nol pada frekuensi yang ditapis (stopband) (Shaker dan Oweis, 2016). Analisis derivatif yang digunakan dalam penelitian ini adalah turunan pertama horizontal atau *first horizontal derivative*. Metode ini dapat digunakan untuk menentukan lokasi batas kontak kontras densitas horizontal dari data gaya berat (Grauch dan Cordell, 1987; Sugianto dkk., 2017), sehingga dapat diterapkan untuk menunjukkan perbatasan struktur geologi berdasarkan anomali gaya berat sehingga dapat digunakan untuk mendeleniasi suatu batas struktur (Blakely, 2009). Titik puncak (titik maksimum) dari kurva FHD dapat dikaitkan dengan patahan atau batas struktur geologi bawah permukaan (Uwiduhaye dkk., 2018). Untuk mendeliniasi kontras densitas batuan yang berasosiasi dengan zona struktur dan sumber panas, dilakukan pemodelan inversi 3D dengan menggunakan perangkat lunak Grav3D UBC-GIF yang menggunakan algoritma dari Li dan Oldenburg (1998b) (Martakusumah dkk., 2015). Pemodelan inversi ini bersifat tidak unik atau tidak tunggal artinya suatu respon anomali bisa dihasilkan oleh beberapa model bawah permukaan (Grandis, 2009).

1.2 Perumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang penelitian dapat dirumuskan masalah dari penelitian ini adalah bagaimana menganalisis persebaran nilai densitas berdasarkan pemodelan inversi 3D data gaya berat pada lapangan panas bumi "X".

1.3 Batasan Masalah

Batasan Masalah dalam penelitian ini adalah :

1. Data yang digunakan merupakan data sekunder gaya berat.
2. Pemisahan anomali regional dan residual menggunakan *filtering butterworth*.
3. Kondisi bawah permukaan yang dianalisis adalah zona struktur dan diharapkan dapat mengidentifikasi keberadaan sumber panas.

1.4 Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini adalah menganalisis persebaran nilai densitas berdasarkan pemodelan inversi 3D data gaya berat pada lapangan panas bumi “X”.

1.5 Manfaat

Penelitian ini diharapkan dapat bermanfaat sebagai referensi penelitian lanjutan dan sebagai data pendukung dalam pengembangan daerah penelitian.

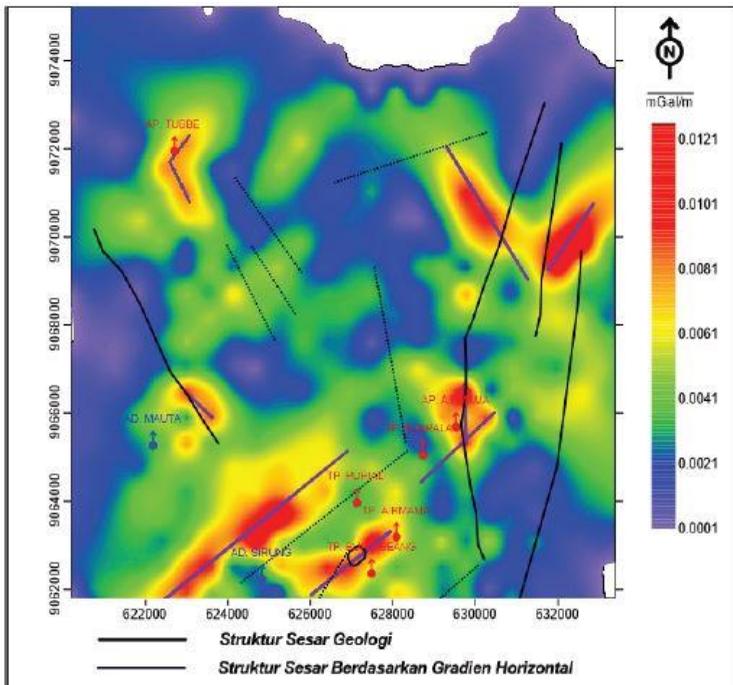
HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

BAB II DASAR TEORI

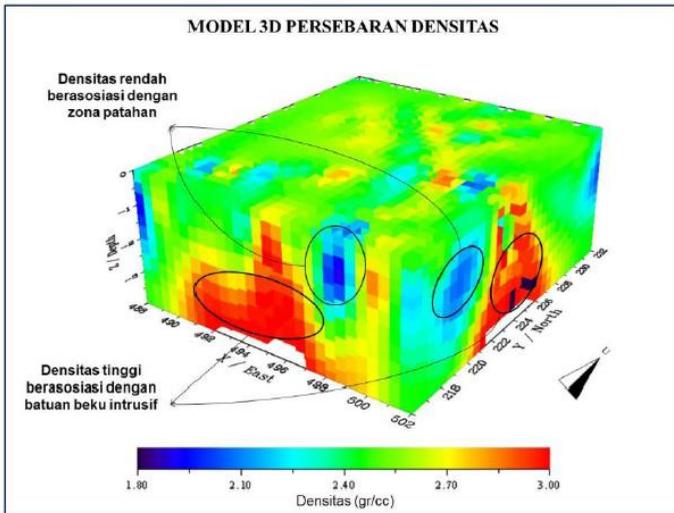
2.1 Studi Pendahuluan

2.1.1 Analisis Bawah Permukaan Berdasarkan Data Gaya Berat

Salah satu metode analisis struktur yang digunakan pada analisis data gaya berat adalah *first horizontal derivative*, sedangkan untuk pemodelan yang digunakan adalah pemodelan inversi 3D. Pada studi pendahuluan ini, akan ditampilkan analisis struktur dengan menggunakan *first horizontal derivative* Lapangan Panas Bumi Pantar oleh Sugianto., dkk pada tahun 2017 dengan hasil seperti gambar 2.1. Sedangkan untuk pemodelan inversi 3D pada Lapangan Panas Bumi Sipaholon oleh Parapat., dkk pada tahun 2017 dengan hasil seperti gambar 2.2.



Gambar 2. 1 Peta *first horizontal derivative* daerah Pantar (Sugianto dkk., 2017)



Gambar 2.2 Distribusi Densitas Panas Bumi Sipaholon (Parapat dkk., 2017)

Nilai maksimum pada peta *first horizontal derivative* dapat menunjukkan anomali yang berkorelasi dengan intrusi batuan atau sebuah gunung (Setyawan dkk., 2015) dan menunjukkan anomali yang berkorelasi dengan struktur sesar (Represas dkk., 2013; Setyawan dkk., 2015). Dari gambar 2.1 diketahui bahwa magnitudo *first horizontal derivative* data gaya berat di daerah panas bumi Pantar dihitung dari anomali Bouguer pada domain frekuensi. Struktur sesar yang ditandai dengan adanya kontras densitas batuan umumnya memiliki magnitudo gradient horizontal yang maksimum (Sugianto dkk., 2017). Akan tetapi, menurut Grauch dan Cordell (1987) magnitudo maksimum gradien horizontal tersebut dapat bergeser dari posisi sebenarnya apabila struktur sesar memiliki kemiringan yang landai (tidak mendekati vertikal) atau berdekatan dengan struktur sesar yang lainnya. proses tektonik di daerah penelitian dipengaruhi oleh kegiatan tektonik (Grauch dan Cordell, 1987).

Model inversi 3D gaya berat dapat digunakan untuk mendeliniasi kontras densitas yang berhubungan zona struktur dan juga yang diduga sebagai sumber panas (Martakusumah dkk., 2015). Dari gambar 2.2 dapat dilihat kontras densitas, dimana densitas rendah berhubungan dengan zona sesar sedangkan densitas tinggi berhubungan dengan batuan beku intrusif yang diduga sebagai sumber panas pada sistem panas bumi Sipaholon (Parapat dkk., 2017). Pemodelan inversi 3D menggunakan perangkat lunak *Grav3D* menggunakan nilai densitas relatif untuk nilai densitas maksimum dan minimum yang dimasukkan dalam pembuatan sel awal, dan pemodelan harus dilakukan secara

trial and error sehingga didapatkan model yang sesuai dengan data geologi (Nouraliee dkk., 2015).

2.1.2 Geologi Daerah Penelitian

Daerah penelitian berada pada Sulawesi bagian barat, yang terdiri dari jalur magmatik Tersier (berumur Miosen hingga Pliosen Awal). Pengamatan dan pengambilan sampel batuan penyusun daerah penelitian telah dilakukan oleh Tim Survei Geologi PSDG (2010). Berdasarkan hasil pemetaan di lapangan yang dilakukan oleh Tim Survei Geologi PSDG (2010), satuan batuan di daerah penelitian terdiri dari 11 (sebelas) satuan batuan vulkanik dan 1 (satu) satuan batuan endapan permukaan (lihat Gambar 2.3). Sesuai dengan susunan stratigrafinya satuan batuan tersebut, meliputi Batuan Vulkanik I (Tv I), Andesit Feldspatoid (Tf), Andesit Porfiri (Tp), Vulkanik II (Tv II, Lava Andesit Basaltik I (Tlb I), Lava Andesit I (TI I), Lava Andesit II (TI II), Lava Andesit III (TI III), Lava Andesit IV (TI IV), Lava Andesit Basaltik II (Tlb II), Lava Andesit V (TI V), Alluvium (Qal) (Setiawan dkk., 2010).

Satuan batuan vulkanik I tersebar di bagian utara hingga barat daerah penyelidikan, tersebar luas mendasari litologi lainnya. Tersusun oleh lava andesit yang sebagian telah mengalami pelapukan, sebagian lain terkloritkan dan terkekarkan. Satuan ini dicirikan dengan topografi sedang hingga curam dengan bentuk morfologi denudasional. Satuan ini berumur tersier awal atau pada kala eosin. Satuan batuan vulkanik II ini terdiri dari lava berkandungan andesitik hingga basaltik yang diperkirakan merupakan bagian dari satuan-satuan yang lebih tua yang telah terdeformasi. Struktur kekar berlempar banyak dijumpai di satuan ini. Di beberapa tempat kekar berlempar terlipat dan membentuk sesar-sesar minor. Dijumpai juga retas-retas andesitik yang mengisi rekahan. Sebagian besar satuan ini terkekarkan intensif, dimana manifestasi panas bumi berupa mata air panas melalui rakahan-rekahan di satuan ini. Batuan ini diperkirakan berumur tersier atau pada kala oligosen awal (Setiawan dkk., 2010).

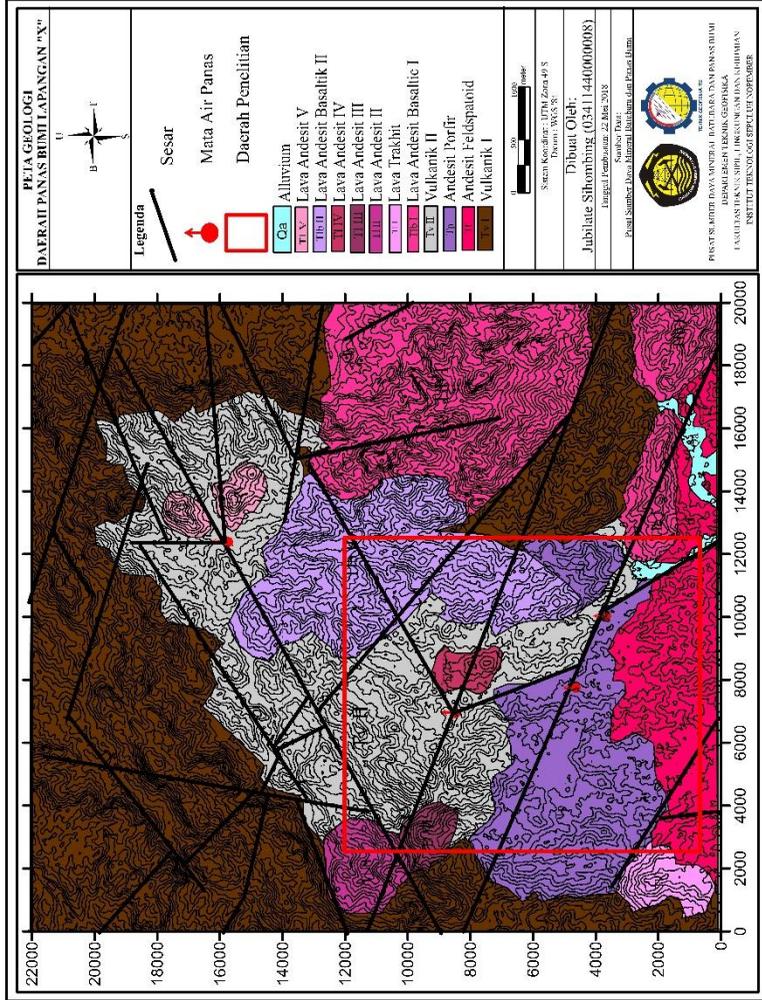
Satuan batuan andesit feldspatoid tersebar di bagian selatan daerah penelitian, dengan ciri yang khas berupa tekstur porfiritik dimana fenokris feldspar hadir berukuran besar hingga terlihat secara megakroskopik. Sebagian besar terkekarkan intensif. Satuan ini diperkirakan berumur tersier dan relatif lebih muda dari satuan vulkanik I yaitu pada kala eosin akhir. Satuan batuan andesit porfiri tersebar di bagian selatan daerah penelitian. Tersusun oleh lava andesit porfir yang sebagian telah mengalami kloritisasi dan pelapukan serta terkekarkan. Satuan ini dicirikan dengan topografi sedang dengan bentuk morfologi denudasional. Batuan ini berumur relatif lebih muda dari satuan andesit feldspatoid, diperkirakan berumur tersier awal, atau pada kala eoligosen (Setiawan dkk., 2010).

Satuan batuan lava andesit basaltik I tersebar di bagian barat dan tenggara daerah penelitian, dengan bentuk vulkanik perisai. Satuan ini terdiri dari lava dengan komposisi andesit basaltik hingga basalt, dengan struktur vesikuler hingga scorius di sebagian tempat. Berdasarkan hubungan relatif dengan satuan batuan lainnya, satuan ini diperkirakan berumur tersier, yaitu pada kala oligosen. Satuan lava andesit basaltik II tersebar di bagian tengah daerah penelitian, dengan bentuk vulkanik perisai. Satuan ini terdiri dari lava dengan komposisi andesit hingga andesit basaltik, banyak dijumpai struktur vesikuler di beberapa tempat. Berdasarkan hubungan relatif dengan satuan batuan lainnya, satuan ini diperkirakan berumur tersier, yaitu pada kala oligosen akhir (Setiawan dkk., 2010).

Satuan lava andesit I tersebar di bagian barat daya daerah penelitian. Satuan ini berupa kubah lava, dengan komposisi trakhianandesit hingga trakhitik. Satuan lava andesit II tersebar di tengah daerah penyelidikan bagian timur. Satuan ini berupa kubah lava dengan komposisi andesitik. Satuan lava andesit III tersebar di tengah daerah penyelidikan bagian timur. Satuan ini berupa kubah lava, dengan komposisi andesitik. Satuan lava andesit IV tersebar di tengah daerah penelitian. Satuan ini berupa kubah lava, berkomposisi andesitik. Berdasarkan hubungan relatif dengan satuan batuan lainnya, keempat satuan ini diperkirakan berumur tersier, yaitu pada kala oligosen. Satuan lava andesit V tersebar di utara daerah penelitian. Satuan ini berupa kubah lava, berkomposisi andesitik. Batuan ini diperkirakan berumur tersier atau pada kala oligosen.

Satuan endapan alluvial merupakan endapan sekunder hasil rombakan batuan yang sebelumnya diendapkan, terdiri dari material lempung, pasir, bongkah-bongkah lava, konglomerat yang bersifat lepas-lepas dengan tingkat kebundaran membundar-membundar tanggung. Batumannya tersebar di sepanjang tepi-tepi sungai dan dasar sungai. Satuan ini berumur holosen hingga sekarang.

Pola Struktur geologi di daerah penelitian ini diklarifikasikan menjadi tujuh pola struktur. Dari ketujuh pola struktur tersebut yang paling berperan penting dalam pemunculan manifestasi panas bumi adalah pola struktur N50-60°E dari manifestasi air panas di daerah penelitian. Diperkirakan terbentuk bukaan sesar pada perpotongan sesar ini sehingga menjadi media jalannya fluida hidrotermal ke permukaan. Struktur depresi terdapat di daerah penelitian yang dicirikan sisa gawir yang membatasi depresi yang terbentuk melengkung hingga setengah radial. Dari bentuk morfologinya dan pola struktur secara regional, bentuk depresi ini diperkirakan sebagai hasil *collapse* dari sumbu perlipatan yang terbentuk sebelumnya. Sistem panas bumi di daerah penelitian tersebut diperkirakan dibatasi oleh depresi ini, dimana manifestasi muncul didalamnya berupa mata air panas (Setiawan dkk., 2010).



Gambar 2.3 Peta Geologi Daerah Penelitian (Modifikasi dari PSDG, 2010)

2.2 Dasar Teori

2.2.1 Sistem Panas Bumi

Hochstein dan Browne (2000) mendefinisikan sistem panas bumi sebagai perpindahan panas secara alami dalam volume tertentu di kerak bumi dimana panas dipindahkan dari sumber panas ke zona pelepasan panas. Kunci kekuatan untuk menggerakkan fluida adalah perbedaan densitas antara air resapan yang suhunya lebih rendah dan bergerak ke bawah dengan fluida panas bumi yang suhunya lebih tinggi yang kemudian muncul ke permukaan bumi oleh gaya pengapungan. Sistem panas bumi dijumpai pada daerah dengan gradient panas bumi relatif normal, terutama pada bagian tepi lempeng dimana gradient panas bumi biasanya mempunyai kisaran suhu yang lebih tinggi daripada suhu rata-rata. Sistem panas bumi secara umum ditunjukkan seperti pada Gambar 2.1 yang terdiri dari sumber panas, batuan permeable sebagai reservoir, batuan impermeabel sebagai batuan tudung, area peresapan fluida (recharge area), discharge area (contoh: mata air panas) dan patahan. Proses konveksi membuat fluida bergerak yaitu perbedaan densitas antara air resapan dan fluida panas bumi, dimana air resapan yang suhunya lebih rendah bergerak ke bawah sedangkan fluida panas bumi yang suhunya lebih tinggi muncul ke permukaan bumi oleh gaya pengapungan melalui jalur patahan ataupun rekahan.

Terdapat 4 (empat) elemen penting yang berpengaruh dalam sistem panas bumi terutama sistem panas bumi hidrotermal yang terdapat di sebagian besar Indonesia, yaitu :

1. Sumber Panas (*Heat Source*)

Panas dapat berpindah secara konduktif, konvektif dan radiasi. Pada sistem panas bumi perpindahan panas umumnya secara konduktif dan konvektif. Transfer panas secara konduktif pada batuan terjadi akibat adanya interaksi atomik/molekul penyusun batuan dalam mantel sedangkan perpindahan panas secara konvektif adalah perpindahan panas yang diikuti oleh perpindahan massa (molekul). Berdasarkan sumber panas, sistem panas bumi dapat dibedakan menjadi sistem vulkanik atau non-vulkanik (Hochstein dan Sudarman, 2008). Pada sistem panas bumi vulkanik, secara khusus di Indonesia, sumber panas berasal dari intrusi panas magma dangkal yang biasanya berasosiasi dengan gunung api yang berstatus aktif maupun tidak. Biasanya jenis manifestasi permukaan tipe ini antarlain fumarol bersuhu tinggi, lubang disekitar gunung api dimana uap panas keluar, alterasi permukaan asam, dan lain-lain. Uap panas yang keluar di permukaan bersuhu $>100^{\circ}\text{C}$. Sumber panas untuk jenis non-vulkanik antara lain gradien panas pada batuan sedimen, sirkulasi air dalam, ataupun intrusi batuan granit tua. Rata-rata normal gradien panas sekitar $30^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ (Gupta dan Roy, 2006).

2. Batuan Reservoir (*Reservoir Rock*)

Reservoir adalah lapisan yang tersusun dari batuan yang memiliki sifat permeable dan porositas tinggi yang berperan untuk menyimpan fluida yaitu uap dan air panas yang berasal dari hasil pemanasan (konvektif dan konduktif) dalam suatu sistem hidrothermal. Lapisan ini bisa berasal dari batuan klastik atau batuan vulkanik yang telah mengalami rekahan secara kuat. Reservoir panasbumi yang produktif harus memiliki porositas dan permeabilitas yang tinggi, ukuran volume cukup besar, suhu tinggi dan kandungan fluida yang cukup. Permeabilitas dihasilkan oleh karakteristik stratigrafi (misal porositas intergranular pada lapili, atau lapisan bongkah lava) dan unsur struktur (misalnya sesar, kekar dan rekahan).

Fluida panas yang terdapat pada reservoir bisa saja didominasi oleh cairan (> 60% air), oleh uap (> 60%), atau campuran keduanya (50% air dan 50% uap). Reservoir dominasi uap secara umum berasosiasi dengan sistem panasbumi vulkanik dan suhu reservoir yang tinggi (>200°C), sementara reservoir dominasi air dapat dikorelasikan dengan reservoir bersuhu rendah maupun tinggi. Berdasarkan suhu reservoir, panasbumi dapat diklasifikasikan menjadi beberapa jenis. Sanyal (2005) mengklasifikasikan panas bumi menjadi beberapa kelas yaitu kelas non-listrik (< 100°C), kelas suhu sangat rendah (100°C-150°C), kelas suhu rendah (150°C-190°C), kelas suhu sedang (190°C-230°C), kelas suhu tinggi (230°C-300°C), kelas suhu sangat tinggi (>300°C), dan kelas uap (230°C - 240°C) (Niasari, 2015).

3. Fluida Panas

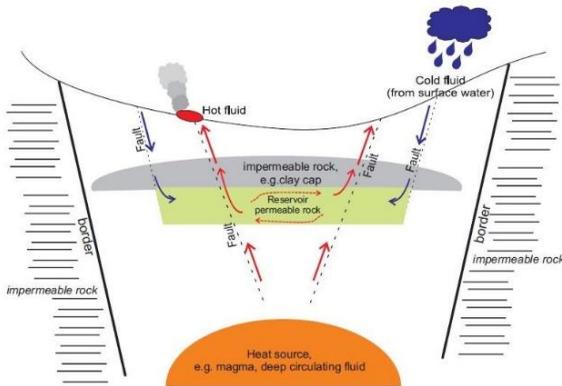
Fluida panas dalam sistem panas bumi berasal dari air permukaan (meteorik) yang masuk ke bawah permukaan membentuk sistem kantong fluida (reservoir) melalui rekahan maupun ruang antar butiran batuan, selain itu fluida juga berasal dari batuan dalam bentuk air magmatic (juvenile water). Penentuan jenis fluida panas bumi dilakukan untuk memberikan gambaran tentang tipe sistem panas bumi. Beberapa hal penting yang dianalisis untuk menentukan karakteristik fluida dalam reservoir meliputi pendugaan temperature reservoir (geotermometer), komposisi kimia fluida, asal-usul fluida, interaksi fluida terhadap batuan serta pencampuran fluida reservoir dengan fluida lain.

Sistem panas bumi dibedakan menjadi dua sistem, yaitu sistem satu fasa dan dua fasa. Pada sistem satu fasa, umumnya kantong fluida/reservoir berisi air panas dengan temperatur 90-180°C dan tidak terjadi pendidihan selama eksploitasi. Sistem dua fasa terdiri dari dua yaitu sistem dominasi uap dan dominasi air. Pada sistem dominasi uap sumur-sumur pengeboran memproduksi uap kering atau uap basah karena rongga-rongga batuan reservoirnya sebagian berisi uap panas seperti pada rekahan-rekahan. Karena jumlah air yang terkandung dalam pori-pori relatif sedikit, maka saturasi air mungkin sama atau

sedikit lebih besar dari saturasi air konat/air formasi, sehingga air terperangkap dalam pori-pori batuan dan tidak bergerak. Dalam sistem dominasi uap, tekanan dan temperatur umumnya relatif konstan terhadap kedalaman, sedangkan sistem dominasi air yaitu sistem panas bumi dimana fluida dalam reservoirnya didominasi oleh air, dalam sistem ini tekanan dan temperatur sangat berbeda terhadap kedalaman atau relatif tidak konstan (Gupta dan Roy, 2006).

4. Batuan Penudung (*Caprock*)

Batuan penudung merupakan lapisan batuan yang bersifat kedap atau memiliki permeabilitas rendah. Lapisan ini berfungsi sebagai penutup reservoir untuk mencegah keluar atau bocornya fluida panas bumi dari reservoir. Pada suatu sistem panas bumi, lapisan penudung umumnya tersusun oleh lapisan batuan yang terdiri dari mineral lempung sekunder hasil ubahan (*alteration*), akibat interaksi fluida dengan batuan yang dilewatinya. Mineral-mineral lempung sekunder yang umum membentuk lapisan penudung adalah montmorillonite, smectite, illite, kaolin dan phyrophyllite. Di lingkungan tektonik aktif batuan penudung mengalami deformasi dan membentuk rekahan, tetapi dengan adanya proses kimia yaitu berupa pengendapan mineral sangat membantu dalam menutup rekahan yang terbentuk (*self sealing*), contohnya pengendapan kalsit dan silika (Niasari, 2015).



Gambar 2.4 Model konseptual panas bumi secara umum (Niasari, 2015)

2.2.2 Metode Gaya Berat

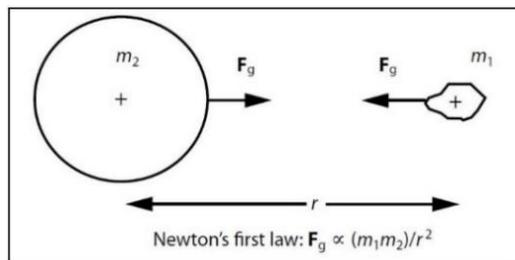
Metode gaya berat merupakan salah metode geofisika yang bersifat pasif. Pengukuran metode gaya berat didasarkan pada variasi medan gravitasi dikarenakan adanya perbedaan densitas batuan di bawah permukaan bumi, sehingga yang diukur merupakan percepatan gravitasi. Konsep yang mendasari metode gaya berat adalah tentang adanya *causative body*, yang merupakan

batuan yang memiliki densitas yang berbeda dengan batuan disekitarnya. *Causative body* menunjukkan adanya anomali massa batuan di bawah permukaan bumi yang menyebabkan adanya pertubasi yang terlokalisir di medan gravitasinya yang diketahui sebagai anomali gaya berat. Dengan berbagai latar belakang geologi, batuan di bawah permukaan bumi menimbulkan zona anomali massa yang menghasilkan anomali gaya berat yang signifikan (Kearey dkk., 2002). Metode gaya berat digunakan untuk menggambarkan bentuk/struktur geologi bawah permukaan berdasarkan variasi medan gravitasi bumi yang muncul akibat perbedaan densitas batuan. Distribusi densitas yang seragam dapat disebabkan oleh struktur geologi yang ada dibawah 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 densitas yang tidak merata tetapi juga dipengaruhi oleh posisi titik amat.

Daerah sumber panas dan akumulasinya di bawah permukaan bumi dapat menyebabkan perbedaan densitas dengan massa batuan disekitarnya. Dalam studi panas bumi, umumnya metode gaya berat digunakan untuk mengetahui batuan sumber panasnya yang ditunjukkan oleh zona densitas yang tinggi pada kedalaman tertentu, sedangkan zona alterasi di dekat permukaan yang berhubungan dengan manifestasi sistem panas bumi ditunjukkan oleh zona densitas yang rendah. Sistem panas bumi umumnya dikontrol oleh struktur patahan, karena itu identifikasi zona patahan pada suatu sistem panas bumi menjadi suatu hal yang sangat penting, terutama untuk merekonstruksi model sistem panas bumi. Metode gaya berat juga dapat digunakan untuk mengidentifikasi patahan dengan melihat nilai anomalnya pada peta anomali gaya.

2.2.3 Konsep Gaya Berat

Teori paling mendasar dalam metode gaya berat adalah Hukum Newton tentang gaya tarik menarik antara benda dengan massa tertentu seperti pada Gambar 2.2 di bawah ini.



Gambar 2.5 Konsep Gaya Tarik Menarik antara Dua Benda (Hinze, 2013)

Sesuai dengan hukum Newton I, bahwa kedua benda tersebut akan saling tarik menarik karena adanya fenomena gravitasi yang disebut medan gaya gravitasi yang besarnya dapat dinyatakan dengan persamaan berikut (Hinze, 2013):

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

Dimana F_g merupakan gaya tarik menarik (N), G merupakan konstanta Gravitasi Universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$), m_1, m_2 merupakan massa benda (kg) dan r merupakan jarak antara kedua buah benda (m).

Medan gravitasi bumi tidak dapat diukur secara independen dari suatu massa, oleh karena itu percepatan dari sebuah massa yang jatuh sebagai respon medan gravitasi digunakan untuk menggambarkan gaya gravitasi. Oleh karena itu, Hukum Newton II dapat dikorelasikan dengan Hukum Newton I, sehingga menghasilkan persamaan:

$$F_g = m_1 a \quad (2)$$

$$G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} = m_1 a \quad (3)$$

$$G \frac{m_2}{r^2} = a \quad (4)$$

dimana a adalah percepatan (m/s^2). Percepatan gravitasi a adalah besaran yang diukur dalam dalam eksplorasi geofisika yang secara umum disimbolkan dengan g sehingga:

$$g = G \frac{m_2}{r^2} \quad (5)$$

Dapat dilihat bahwa besarnya gaya gravitasi (gaya berat) g (m/s^2) berbanding lurus dengan massa m (kg), yaitu perkalian antara massa jenis (densitas) ρ (kg/m^3) dengan volum benda V (m^3) sesuai dengan persamaan (6), sehingga besarnya gaya berat yang terukur merupakan pencerminan dari densitas dan volum massa tersebut.

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (6)$$

2.2.4 Potensial Gravitasi

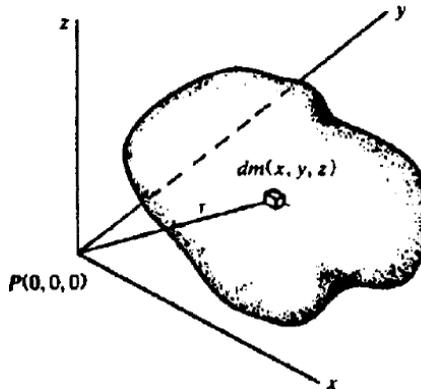
Potensial gravitasi adalah energi yang diperlukan untuk memindahkan suatu massa dari suatu titik ke titik tertentu. Suatu benda dengan massa tertentu dalam sistem ruang akan menimbulkan medan potensial di sekitarnya. Medan gravitasi merupakan medan konservatif, dimana usaha yang dilakukan untuk memindahkan suatu massa pada medan gravitasi tidak bergantung kepada lintasan tetapi hanya bergantung pada posisi awal dan posisi akhirnya. Dengan mengasumsikan bumi dengan massa bersifat homogen dan berbentuk bola

dengan jari-jari, potensial gravitasi di permukaan dapat didefinisikan dengan persamaan:

$$\nabla U(\vec{r}) = -\frac{F(\vec{r})}{m_2} = -g\vec{r} \quad (7)$$

$$U(\vec{r}) = \int_{\infty}^r (\nabla U) dr = -\int_{\infty}^r g dr \quad (8)$$

$$U(r) = -Gm \int_{\infty}^r \frac{dr}{r^2} = G \frac{m}{r} \quad (9)$$



Gambar 2.6 Potensial massa tiga dimensi (Telford dkk., 1990)

Dimana U adalah potensial. Berdasarkan persamaan (9), potensial yang disebabkan oleh elemen massa dm pada titik (x,y,z) dengan jarak r dari $P(0,0,0)$ adalah

$$dU = G \frac{dm}{r} = G\rho \frac{dxdydz}{r} \quad (10)$$

Dimana $\rho(x,y,z)$ adalah densitas, dan $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$. Potensial total dari massa adalah

$$u = G \int_x \int_y \int_z \left(\frac{\rho}{r} \right) dxdydz \quad (11)$$

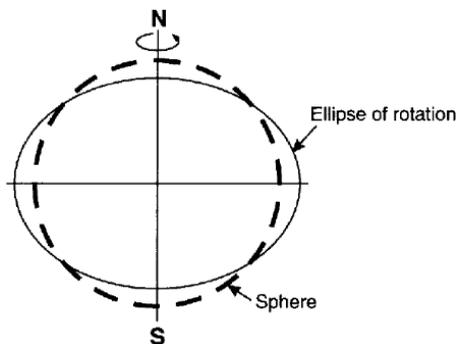
Karena g adalah percepatan gravitasi pada sumbu z (arah vertical) dan dengan asumsi ρ konstan, maka :

$$g = -\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = G\rho \int_x \int_y \int_z \left(\frac{z}{r^3} \right) dxdydz \quad (12)$$

2.2.5 Bentuk Bumi

Secara teori, percepatan gravitasi di bumi seharusnya konstan. Pada kenyataannya, nilai gravitasi dari suatu tempat ke tempat lainnya berbeda dikarenakan bumi mempunyai bentuk bulat hampir sempurna dimana terjadi

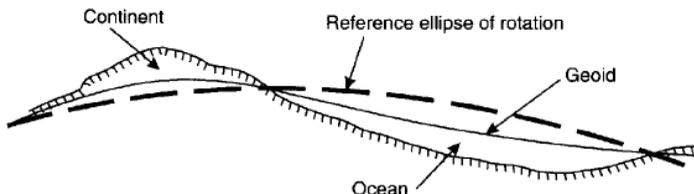
pemipihan di kutub dan pembesaran di ekuator. Selain dikarenakan bentuk bumi, pengaruh lain yang menyebabkan perbedaan nilai gravitasi dikarenakan bumi mempunyai sebuah permukaan topografi yang irregular dan distribusi masaa yang bervariasi (terutama di dekat permukaan). Karena bentuk bumi tersebut, maka keseimbangan antara percepatan gravitasi dan percepatan sentrifugal mengakibatkan bentuk bola yang memipih di kutub. Secara matematis, hal tersebut, menunjukkan secara tepat bahwa bentuk bumi adalah spheroid yang berotasi, seperti yang ditunjukkan gambar 2. Reynolds



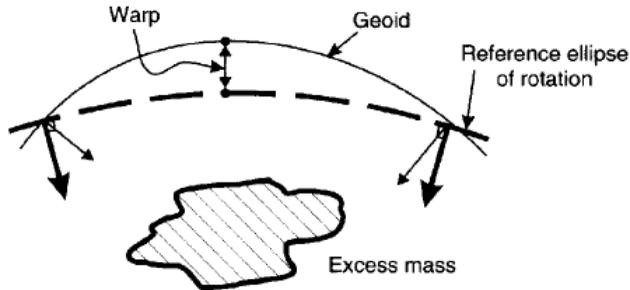
Gambar 2.7 Bentuk bumi antara spheroid dan ellips yang berotasi (Reynolds, 1997)

Muka air laut, jika tidak diganggu oleh angin atau pasang surut, dikenal sebagai geoid dan salah satu faktor paling penting dalam melakukan survey gaya berat yang menganggap bahwa permukaannya horizontal dan pada sudut yg tepat ke arah dari seluruh arah percepatan gravitasi. Geoid menunjukkan permukaan yang mana medan gravitasi mempunyai nilai yg sama dan dipanggil sebagai permukaan ekuipotensial. Distribusi massa yang irregular, terutama dekat permukaan bumi, lengkungan geoid tidak identik dengan rotasi secara ellipse. Gambar 2.6 menunjukkan perbedaan bentuk muka bumi teori dan bentuk muka bumi sebenarnya.

a)



b)



Gambar 2.8 Perbedaan bentuk muka bumi teori dan muka bumi sebenarnya. Lengkungan dari geoid: a. efek dari kerak benua b. efek lokalisir dikarenakan massa yang berlebih di permukaan (Reynolds, 1997)

2.2.6 Koreksi Pada Metode Gaya Berat

Menurut Telford, dkk (1990) dalam kenyataannya bentuk bumi tidaklah bulat tetapi berbentuk elipsoid, sehingga besar gaya berat di setiap permukaannya berbeda-beda. Variasi gaya berat tersebut dipengaruhi oleh 5 faktor yaitu lintang, ketinggian, topografi, pasang surut, dan variasi densitas batuan. Sehingga dalam pengukuran, faktor-faktor tersebut harus diperhatikan. Itulah sebabnya hasil pengukuran gaya berat dilapangan harus dikoreksi terlebih dahulu, untuk mereduksi noise-noise yang ditimbulkan, sebelum diolah dan diinterpretasi lebih lanjut sehingga dihasilkan anomali percepatan gaya berat yang disebut anomali Bouguer (Blakely, 2009).

1) Konversi Skala Bacaan ke Satuan mgal

Sebelum dilakukan koreksi data, yang pertama dilakukan adalah mengkonversi nilai gravitasi karena angka bacaan pada alat ukur biasanya belum menunjukkan nilai gravitasi yang sebenarnya. Angka bacaan pada alat ukur berupa angka dalam skala alat yang masih harus dikonversi ke nilai gravitasi dalam skala miligal (*mgal*). Persamaan untuk mengkonversi skala bacaan alat menjadi satuan miligal adalah sebagai berikut :

$$g_{ukur} = VIM + (SB - CR) \times FFI \quad (13)$$

Dimana g_{ukur} merupakan nilai gravitasi yang terukur dalam satuan mgal, VIM merupakan *value in milligal* yang diperoleh dari tabel konversi alat, CR merupakan *counter reading* yang diperoleh dari tabel konversi alat, SB merupakan skala bacaan yaitu angka yang terbaca pada alat dan FFI merupakan *factor for interval* yang diperoleh dari tabel konversi alat.

2) Koreksi Pasang Surut (*Tide Correction*)

Gravitasi yang diukur pada lokasi yang tetap berbeda dengan waktu karena variasi periodik dalam efek gravitasi. Matahari dan bulan berhubungan

dengan gerakan orbital mereka dan koreksi harus dilakukan untuk variasi ini dalam sebuah survei dengan presisi yang tinggi. Terlepas dari massanya yang jauh lebih kecil, daya tarik gravitasi bulan terhadap bumi lebih besar dari matahari karena jarak bulan yang lebih dekat ke bumi. Efek gravitasi ini menyebabkan bentuk bumi yang untuk berubah ke arah yang lebih banyak seperti efek benda-benda luar angkasa yang menyebabkan pasang surut di laut. Pasang surut bumi yang padat lebih kecil daripada pasang surut lautan dan tidak terlalu terpengaruh oleh gerakan lunar. Hal tersebut menyebabkan elevasi titik pengamatan akan diubah beberapa sentimeter dan membuat variasi jarak pengamatan dari pusat massa bumi. Periodik variasi gravitasi disebabkan oleh efek gabungan dari matahari dan bulan dikenal sebagai variasi pasang surut yang mempunyai amplitudo maksimum sekitar 3 gu dan periode minimumnya sekitar 12 jam (Kearey dkk., 2002). Perumusan Longman (1969) untuk menghitung nilai koreksi pasang surut :

$$U_p = G(r) \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \left(\sin 2\theta_m + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{6} \frac{r}{c} \left(\frac{c}{R} \right)^4 (5 \cos 3\theta_m + 3 \cos \theta_m) \right] \quad (14)$$

Dimana U_p merupakan potensial di titik p akibat pengaruh bulan, θ_m merupakan lintang, R merupakan jarak dari pusat bumi ke bulan, c merupakan jarak rata-rata ke bulan dan r merupakan jari-jari bumi ke titik p. Sedangkan untuk mendapatkan nilai terkoreksinya dengan nilai gravitasi hasil pengukuran menggunakan rumus sebagai berikut :

$$g_{st} = g_s - t \quad (15)$$

Dimana g_{st} merupakan nilai gravitasi terkoreksi pasang surut, g_s merupakan nilai gravitasi hasil pengukuran dan t merupakan nilai koreksi pasang surut.

3) Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi drift akibat adanya perbedaan pembacaan nilai gravitasi dari stasiun yang sama pada waktu yang berbeda, yang disebabkan karena adanya guncangan pegas dan perubahan suhu alat gravimeter selama proses transportasi dari suatu stasiun ke stasiun lainnya. Dapat juga diakibatkan akibat adanya kemuluran alat (pegas) setelah dipakai berulang-ulang. Pembacaan meter diplot terhadap waktu (Gambar 2.7) dan drift diasumsikan linier antara bacaan dasar berturut-turut. Koreksi drift pada waktu t adalah d , yang dikurangkan dari nilai yang teramati (Kearay). Berikut adalah rumus yang dilakukan untuk koreksi drift :

$$D_n = \frac{g_{st(n)} - g_{st(1)}}{T_N - T_1} (T_n - T_1) \quad (16)$$

Dimana D_n merupakan Drift pada stasiun ke n , $g_{st(n)}$ merupakan nilai gravitasi terkoreksi pasang surut pada stasiun ke n , $g_{st(1)}$ merupakan nilai gravitasi terkoreksi pasang surut pada stasiun ke 1, T_N merupakan waktu pengukuran stasiun akhir loop, T_n merupakan waktu pengukuran stasiun ke n dan T_1 merupakan waktu pengukuran stasiun awal.

Sedangkan untuk mendapatkan nilai terkoreksinya dengan nilai gravitasi hasil koreksi pasang surut menggunakan rumus sebagai berikut :

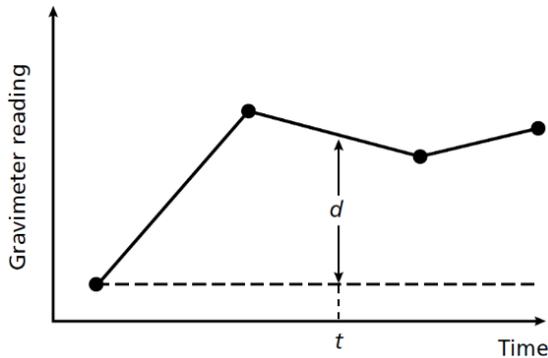
$$g_{tide} = g_{st} - D_n \quad (17)$$

Dimana g_{tide} merupakan nilai gravitasi terkoreksi drift, g_{st} merupakan nilai gravitasi terkoreksi pasang surut dan D_n merupakan nilai koreksi drift.

Setelah didapatkan nilai gravitasi terkoreksi drift dilakukan perhitungan untuk mendapatkan nilai gravitasi observasi menggunakan persamaan sebagai berikut :

$$g_{obs} = g_{mutlak} - \Delta g \quad (18)$$

Dimana g_{obs} merupakan nilai gravitasi observasi, g_{mutlak} merupakan nilai gravitasi mutlak yang didapat dari hasil pengikatan nilai absolut dari titik DG-0 (Museum Geologi Bandung) ke stasiun base di daerah penelitian, Δg merupakan selisih koreksi drift antara stasiun ke-n dengan base.



Gambar 2.9 Sebuah kurva drift gravimeter yang dibangun dari pembacaan berulang di lokasi tetap (Kearey dkk., 2002)

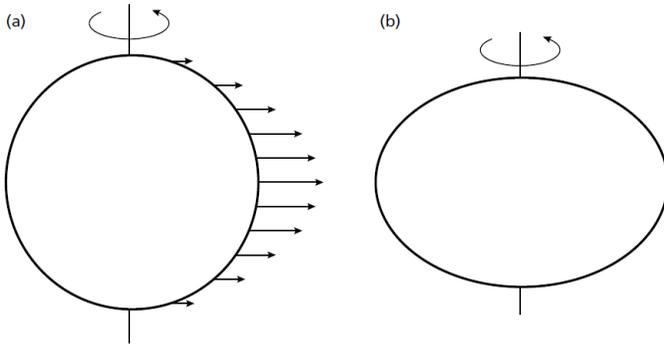
4) Koreksi Lintang

Gravitasi bervariasi dengan garis lintang karena bentuk bumi yang tidak bulat dan karena kecepatan sudut suatu titik di permukaan bumi menurun dari maksimum di khatulistiwa menjadi nol di kutub (Gambar 2. (a)). Percepatan sentripetal dihasilkan oleh rotasi ini memiliki komponen radial negatif yang akibatnya menyebabkan gravitasi menurun dari kutub ke ekuator. Bentuk sebenarnya dari bumi adalah oblate spheroid atau ellipsoid berpijar polar (Gambar 6.11 (b)) yang perbedaannya dalam radius khatulistiwa dan kutub adalah sekitar 21 km. Akibatnya, titik di dekat khatulistiwa lebih jauh dari pusat massa Bumi daripada yang dekat kutub, menyebabkan gravitasi meningkat dari khatulistiwa ke kutub. Amplitudo efek ini berkurang oleh distribusi massa bawah permukaan yang berbeda yang dihasilkan dari tonjolan khatulistiwa, massa yang mendasari daerah khatulistiwa menjadi lebih besar

daripada daerah kutub yang mendasarinya. Formula gravitasi teoritis diterbitkan oleh dua badan, yaitu International Association of Geodesy (IAG) dan National Imagery and Mapping Agency (NIMA) yang sebelumnya bernama Defense Mapping Agency (DMA). Formula terbaru yang diterbitkan NIMA adalah World Geodetic System yaitu pada persamaan 2.15. Secara umum gravitasi terkoreksi lintang dapat ditulis sebagai berikut:

$$g(\phi) = 978032.53359 \frac{1+0.00193185265241\sin^2\phi}{1-0.00669437999014\sin^2\phi} \quad (19)$$

Dimana $g(\phi)$ merupakan nilai gravitasi terkoreksi lintang (ϕ =sudut dalam radian).



Gambar 2.10 (a) Variasi kecepatan sudut dengan garis lintang di sekitar bumi. (b) Bentuk sejati dari ellipsoid oblate (Kearey dkk., 2002)

5) Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Adanya beda ketinggian antara titik pengukuran dengan datum/muka air laut rata-rata (mean sea level) memberikan suatu masalah. Hal ini disebabkan karena medan gravitasi normal masih berada pada bidang datum ($z = 0$) sedangkan medan gravitasi terukuranya, $g_{obs}(x,y,z)$, berada pada topografi. Koreksi ini untuk menghilangkan pengaruh dari ketinggian terhadap nilai pengukuran pada suatu titik pengamatan. Koreksi ini disebabkan oleh pengaruh ketinggian tanpa memperlakukan massa di antara titik ukur dan sea level. Jadi antara sea level dan titik ukur hanyalah udara bebas. Koreksi ini dapat ditulis sebagai berikut:

$$g_{FA} = -0.3086 \times h \quad (20)$$

Dimana g_{FA} merupakan nilai gravitasi terkoreksi udara bebas dan h merupakan ketinggian permukaan dari datum (msl) dalam satuan meter (m). Hasil koreksi tersebut kemudian dapat diterapkan untuk memperoleh nilai anomali Udara-Bebas (Δg_F):

$$\Delta g_F = g_{obs} - g_{FA} - g_\phi \quad (21)$$

6) Koreksi Bouger (*Bouger Slab Correction*)

Pada penghitungan anomali Udara-Bebas, adanya massa yang terletak di antara titik pengukuran dengan datum tidak diperhitungkan, padahal keberadaan massa ini sangat mempengaruhi nilai anomali medan gravitasi. Oleh karenanya, perlu dilakukan koreksi Bouguer untuk mengatasi permasalahan tersebut. Koreksi ini merupakan koreksi pertama yang dilakukan untuk perhitungan kelebihan massa pada titik observasi terhadap permukaan laut. Selain itu, koreksi ini menghitung defisiensi massa pada titik observasi yang terletak di bawah permukaan laut. Koreksi ini dapat ditulis dengan persamaan sebagai berikut :

$$g_B = 0.04193 \times \rho \times h \quad (22)$$

Dimana g_B merupakan nilai gravitasi terkoreksi bouguer dan ρ merupakan nilai densitas batuan. Hasil koreksi Bouguer ini kemudian dapat diterapkan untuk memperoleh nilai anomali Bouguer (Δg_B) :

$$\Delta g_B = g_{obs} + g_\phi + g_{FA} - g_B \quad (23)$$

7) Koreksi Terrain

Koreksi ini menghitung variasi percepatan gravitasi yang disebabkan variasi dari topografi pada setiap titik observasi. Koreksi ini juga sering disebut sebagai koreksi medan , diman mengakomodir ketidakaturan pada topografi sekitar pengukuran. Pada saat pengukuran, elevasi topografi disekitar titik pengukuran, biasanya dalam radius dalam dan luar, diukur elevasinya. Sehingga koreksi ini dapat ditulis sebagai berikut :

$$g_T = 0.04191 \frac{\rho}{n} \left(r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \right) \quad (24)$$

Dimana r_1 merupakan compartment inner radius (m), r_2 merupakan compartment outer radius (m) dan n merupakan length of zone.

Dari koreksi Medan ini pada akhirnya akan dapat diperoleh nilai anomaly Bouguer Lengkap (Δg_B) (setelah menerapkan semua macam koreksi-koreksi tersebut), yang dinyatakan dalam persamaan :

$$\Delta g_B = g_{obs} + g_\phi + g_{FA} + g_T - g_B \quad (25)$$

2.2.7 Anomali Bouguer

Konsep anomali gayaberat (Anomali Bouguer) yaitu perbedaan nilai gayaberat terukur dengan nilai gayaberat acuan, yaitu nilai gayaberat teoritis untuk suatu model teoritis bumi. Perbedaan tersebut merefleksikan variasi rapat massa yang terdapat pada suatu daerah dengan daerah sekelilingnya kearah lateral, maupun kearah vertikal. Tujuan akhir penerapan metoda gayaberat pada

eksplorasi sumber daya alam maupun studi keilmuan adalah mendapatkan gambaran bawah permukaan anomali rapat massa (Parapat dkk., 2017).

Anomali Bouguer merupakan gabungan dari anomali regional dan anomali residual. Anomali regional yaitu anomaly yang ditimbulkan oleh benda-benda yang letaknya jauh, sedangkan anomali residual yaitu anomali yang disebabkan oleh benda-benda dangkal. Dalam proses pengolahan, kedua anomali ini perlu dipisahkan sehingga anomali residual bisa digunakan dalam pemodelan untuk menggambarkan kondisi bawah permukaan.

2.2.8 Densitas Batuan

Dalam metoda gayaberat, distribusi parameter fisika yaitu densitas dari material di bawah permukaan bumi berasosiasi dengan kondisi dan struktur geologi di dalam bumi karena nilai percepatan gravitasi yang terukur di permukaan bumi akan bervariasi dipengaruhi oleh variasi distribusi densitas material (batuan) yang berada di bawah permukaan bumi. Berdasarkan Telford, dkk (1990), nilai densitas setiap batuan dapat dibedakan sesuai dengan jenisnya yang dapat dilihat pada Tabel 2.1 di bawah ini. Dengan membandingkan persebaran densitas hasil pengolahan data anomali residual dengan nilai densitas pada Tabel 2.1, maka kita bisa mengintepretasikan batuan penyusun bawah permukaan sesuai dengan kondisi geologi yang ada.

Tabel 2.1 Nilai Densitas Batuan (Telford dkk., 1990).

<i>Material Type</i>	<i>Density Range (mg/m³)</i>	<i>Approximate Average (mg/m³)</i>
<i>Sedimentary Rocks</i>		
<i>Alluvium</i>	1.96-2.00	1.98
<i>Clay</i>	1.63-2.60	2.21
<i>Gravel</i>	1.70-2.40	2.00
<i>Loess</i>	1.40-1.93	1.64
<i>Silt</i>	1.80-2.20	1.93
<i>Soil</i>	1.20-2.40	1.92
<i>Sand</i>	1.70-2.30	2.00
<i>Sandstone</i>	1.61-2.76	2.35
<i>Shale</i>	1.77-3.20	2.40

<i>Limestone</i>	1.93-2.90	2.55
<i>Dolomite</i>	2.28-2.90	2.70
<i>Chalk</i>	1.53-2.60	2.01
<i>Halite</i>	2.10-2.60	2.22
<i>Glacier Ice</i>	0.88-0.92	0.90
<i>Igneous Rocks</i>		
<i>Rhyolite</i>	2.35-2.70	2.52
<i>Granite</i>	2.50-2.81	2.64
<i>Andesite</i>	2.40-2.80	2.61
<i>Syenite</i>	2.60-2.95	2.77
<i>Basalt</i>	2.70-3.30	2.99
<i>Gabbro</i>	2.70-3.50	3.03
<i>Metamorphic Rocks</i>		
<i>Schist</i>	2.39-2.90	2.64
<i>Gneiss</i>	2.59-3.00	2.80
<i>Phyllite</i>	2.68-2.80	2.74
<i>Slate</i>	2.70-2.90	2.79
<i>Granulite</i>	2.52-2.73	2.65
<i>Amphibolite</i>	2.90-3.04	2.96

2.2.9 Filtering Butterworth

Untuk interpretasi data gaya berat dibutuhkan pemisahan anomali bouger regional dan residual pada peta anomali bouger. Beberapa metode dapat dilakukan untuk memisahkan anomali, diantaranya adalah metode filter panjang gelombang (*wavelength filter*). Metode ini berdasarkan derajat kehalusan (atau panjang gelombang=1/bilangan gelombang (*wavenumber*) dari anomali. Pemisahan dapat juga dilakukan dengan mentransformasi data ke jumlah gelombang, dengan domain bilangan gelombang menggunakan transformasi

fourier 2 dimensi. Salah satu bentuk filter yang dapat dilakukan adalah filter butterworth (Hinze dkk., 2013).

Filter *butterworth* memberikan harga respon yang maksimal datar pada frekuensi yang dilewatkannya (passband) dan harga yang nol pada frekuensi yang ditapis (*stopband*). Filter ini dapat dilakukan tapis lolos tinggi (*high pass filter*) dan tapis lolos rendah (*low pass filter*) (Shaker dan Oweis, 2016). Fungsi transfer untuk tapis lolos rendah butterworth diuraikan pada persamaan berikut:

$$H(k_x k_y) = \frac{1}{1 + [\lambda(k_x, k_y) / \lambda_o]^{2n}} \quad (26)$$

Dengan H merupakan fungsi transfer, λ merupakan panjang gelombang (wavelength), λ_o merupakan panjang gelombang frekuensi batas (wavelength), k merupakan bilangan gelombang (wavenumber) dan n merupakan nomor orde. Fungsi transfer untuk tapis lolos tinggi butterworth dapat diuraikan pada persamaan berikut:

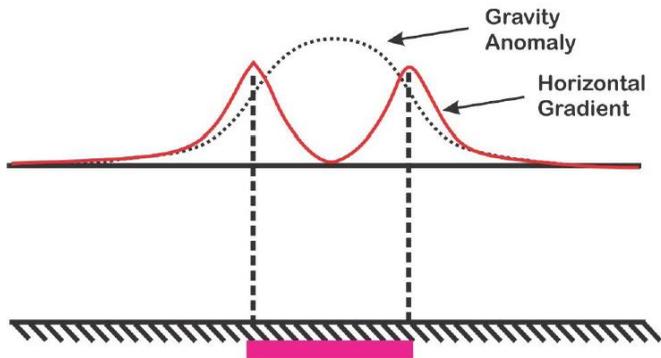
$$H(k_x k_y) = \frac{1}{1 + [\lambda_o / \lambda(k_x, k_y) / \lambda_o]^{2n}} \quad (27)$$

2.2.10 First Horizontal Derivative (FHD)

First Horizontal Derivative (FHD) atau *Horizontal Gradient* merupakan anomali gaya berat yang memiliki perubahan nilai anomali gaya berat dari satu titik ke titik yang lain yang berubah secara horizontal dengan jarak tertentu. Horizontal gradient dari anomali gayaberat yang disebabkan oleh suatu body cenderung untuk menunjukkan tepian dari *body*-nya tersebut. Perubahan anomali di tubuh kontak benda anomali memiliki karakteristik yang tajam dalam bentuk nilai maksimum atau nilai minimum FHD

Metode *First Horizontal Derivative (FHD)* dapat digunakan untuk menentukan lokasi batas kontak kontras densitas horizontal dari data gaya berat (Grauch dan Cordell, 1987), sehingga dapat diterapkan untuk menunjukkan perbatasan struktur geologi berdasarkan anomali gaya berat sehingga dapat digunakan untuk mendeleniasi suatu batas struktur. Titik puncak (titik maksimum) dari kurva FHD dapat dikaitkan dengan patahan atau batas struktur geologi bawah permukaan (Uwiduhaye dkk., 2018). Nilai *First Horizontal Derivative (FHD)* diperoleh dengan persamaan berikut ini:

$$FHD = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (28)$$



Gambar 2.11 Gradien horizontal terhadap anomali gravitasi pada model tabular (Blakely, 2009)

2.2.11 Pemodelan Inversi

Dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data. Inversi adalah proses dimana model distribusi spasial 2D/3D variasi dari sifat fisis yang diukur menggunakan metode geofisika. Pada penelitian ini, sifat fisis yang diamati oleh metode gaya berat dicitrakan sebagai kontras densitas di bawah permukaan. Model distribusi densitas yang didefinisikan oleh inversi medan potensial belum tentu secara langsung setara dengan model geologis karena kerapatan catatan inversi dan variasi kerentanan yang tidak selalu sesuai dengan variasi litologi berbasis silikat (Spicer dkk., 2011). Pemodelan inversi pada dasarnya adalah proses mekanisme modifikasi model agar diperoleh kecocokan data perhitungan dan data pengamatan yang lebih baik dilakukan secara otomatis. Pemodelan inversi sering pula disebut sebagai data fitting karena dalam prosesnya dicari parameter model yang menghasilkan respons fit dengan data pengamatan (Grandis, 2009).

Pada penelitian ini, pemodelan inversi tiga dimensi dilakukan dengan perangkat lunak Grav3D UBC-GIF yang menggunakan algoritma dari Li dan Oldenburg (1998b). Algoritma dari pemodelan inversi tiga dimensi ini dimulai dengan persamaan berikut:

$$d = G\rho \quad (29)$$

dimana d merupakan vektor ril yang diekstrak dalam survei, G merupakan matriks sensitivitas dan ρ merupakan vektor densitas dari mesh tri-orthogonal yang akan digunakan dalam pemodelan inversi. Permasalahan inversi dapat diformulasikan sebagai optimasi permasalahan dimana model fungsi objektif diminimalkan, yang disesuaikan dengan batasan yang terdapat pada persamaan nn. Fungsi objektif dari model densitas pada persamaan nn adalah diminimalkan

dibawah batasan yang telah ditentukan pada persamaan nn untuk menghasilkan data yang memiliki sebuah toleransi error (Li dan Oldenburg, 1998).

$$\begin{aligned} \Phi_m = & \alpha_s \int_v w_s w^2(z) (\rho - \rho_0)^2 dv + \alpha_x \int_v w_x \left\{ \left[\frac{\partial w(z)}{\partial x} \right] (\rho - \rho_0) \right\}^2 dv \\ & + \alpha_y \int_v w_y \left\{ \left[\frac{\partial w(z)}{\partial x} \right] (\rho - \rho_0) \right\}^2 dv + \alpha_z \int_v w_z \left\{ \left[\frac{\partial w(z)}{\partial x} \right] (\rho - \rho_0) \right\}^2 dv \quad (30) \end{aligned}$$

di mana m adalah elemen model gravimetri, ρ_0 model referensi, w_s , w_x , w_y , dan w_z merupakan fungsi pembobotan, α_s , α_x , α_y , dan α_z merupakan koefisien yang mempengaruhi relatif utama dari perbedaan komponen dalam fungsi obyektif dan $w(z)$ merupakan fungsi pembobotan kedalamannya yang umum. Fungsi ini memiliki fleksibilitas dalam membuat berbagai model (Li dan Oldenburg, 1998).

Tujuan dari fungsi obyektif adalah untuk mencegah kerusakan geometri dari sensitivitas dengan jarak dari lokasi pengamatan, sehingga densitas yang didapatkan tidak terkonsentrasi di dekat pengamatan lokasi. Pada langkah berikutnya, ketidakcocokan data (misfit) Φ_d antara data yang diamati dan data prediksi dihitung menggunakan persamaan berikut:

$$\Phi_d = \|w_d(d_{mod} - d_{obs})\|^2 \quad (31)$$

dimana w_d merupakan sebuah matriks diagonal di mana elemen ith adalah standar deviasi dari datum ith , d_{mod} merupakan prediksi densitas dan d_{obs} merupakan data yang diamati. Tujuan dari proses inversi adalah untuk meminimalkan perbedaan antara fungsi obyektif dan ketidakcocokan data yang didapatkan dengan persamaan berikut:

$$\Phi = \Phi_d + \mu \Phi_m \quad (32)$$

dimana μ adalah parameter regularisasi yang mengontrol relatif utama dari model standard dan ketidakcocokan data. Metodologi yang dijelaskan menyediakan struktur dasar untuk memecahkan inversi gravimetri 3D (Li dan Oldenburg, 1998).

Pemodelan geofisika ini biasanya bersifat tidak unik atau tidak tunggal artinya suatu respon anomali bisa dihasilkan oleh beberapa model bawah permukaan. Karena itu untuk mereduksi ketidakpastian tersebut, maka hasil pemodelan inversi 3D data gaya berat tersebut diintegrasikan dengan data tambahan berupa data geologi dan dipilih model yang memberikan kesesuaian antara data observasi dengan data hasil perhitungan. Dari model tersebut diharapkan dapat diidentifikasi indikasi adanya sumber panas yang ditandai dengan anomali tinggi (Zarkasyi dan Suhanto, 2013).

BAB III

METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian dilaksanakan selama periode semester genap 2017/2018 di Laboratorium Petrofisika Departemen Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Sipil, Lingkungan dan Kebumihan, Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya. Data didapatkan dari Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi (PSDMBP) Badan Geologi Kementerian Sumber Daya dan Energi Republik Indonesia Jl. Soekarno Hatta No.444, Pasirluyu, Regol, Kota Bandung, Jawa Barat.

3.2 Data dan Peralatan

Data-data yang digunakan dalam penelitian Tugas Akhir ini antara lain:

a) Data Sekunder Gaya Berat Daerah Penelitian

Data sekunder ini merupakan data hasil pengukuran metode gaya berat yang dilakukan oleh Tim Penyelidikan Geofisika Terpadu Pusat Sumber Daya Geologi (PSDG) Bandung pada tahun 2010 lalu. Data ini didapatkan penulis dari Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi (nama baru PSDG) Badan Geologi Kementerian Sumber Daya dan Energi Republik Indonesia. Data Anomali Bouguer ini dihasilkan dari 205 stasiun pengukuran gaya berat dengan spasi 250 m menggunakan alat gravitimeter LaCoste & Romberg tipe G-802. Persebaran titik-titik pengukuran yang dilakukan untuk mendapatkan data ini ditunjukkan pada gambar 4.1.

b) Peta Geologi Daerah Penelitian

Peta geologi yang digunakan adalah Peta Geologi yang dibuat oleh PSDG pada tahun 2010 ditunjukkan pada gambar 2.1.

c) Data DEM Daerah Penelitian

Data DEM yang dipakai adalah ASTER Global DEM V2. Data ini didapatkan secara bebas dari website sumber terbuka (open source) yaitu United States Geological Survey (USGS) dengan alamat website yaitu <https://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>. Data ini kemudian diolah untuk mendapatkan peta topografi daerah penelitian ditunjukkan pada gambar 4.1.

Peralatan dan perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian Tugas Akhir ini antara lain:

a) Komputer/Laptop

Komputer ini digunakan untuk melakukan semua proses pengerjaan Tugas Akhir. Komputer ini dilengkapi dengan perangkat-perangkat lunak yang dibutuhkan selama pengerjaan Tugas Akhir seperti yang akan dijelaskan dibawah ini.

b) *Microsoft Office Excel 2013*

Perangkat lunak ini digunakan untuk melukan perhitungan koreksi-koreksi yang digunakan dalam pengolahan data gaya berat dan juga untuk mempersiapkan semua data dan hasil dalam bentuk tabel dan grafik.

c) *Microsoft Office Word 2013*

Perangkat lunak ini digunakan dalam penulisan laporan penelitian Tugas Akhir.

d) Perangkat Lunak Pengolah Peta Topografi

Perangkat lunak ini digunakan untuk mengkonversi peta DEM yang didownload sesuai dengan ukuran peta geologi, peta topografi dan juga peta daerah penelitian.

e) Perangkat Lunak Pengolah Data Gaya Berat

Perangkat lunak ini digunakan untuk melakukan koreksi terrain, melakukan pemisahan anomali bouger regional dan peta anomali bouger residual dan untuk melakukan analisis derivatif.

f) *Meshtool3D*

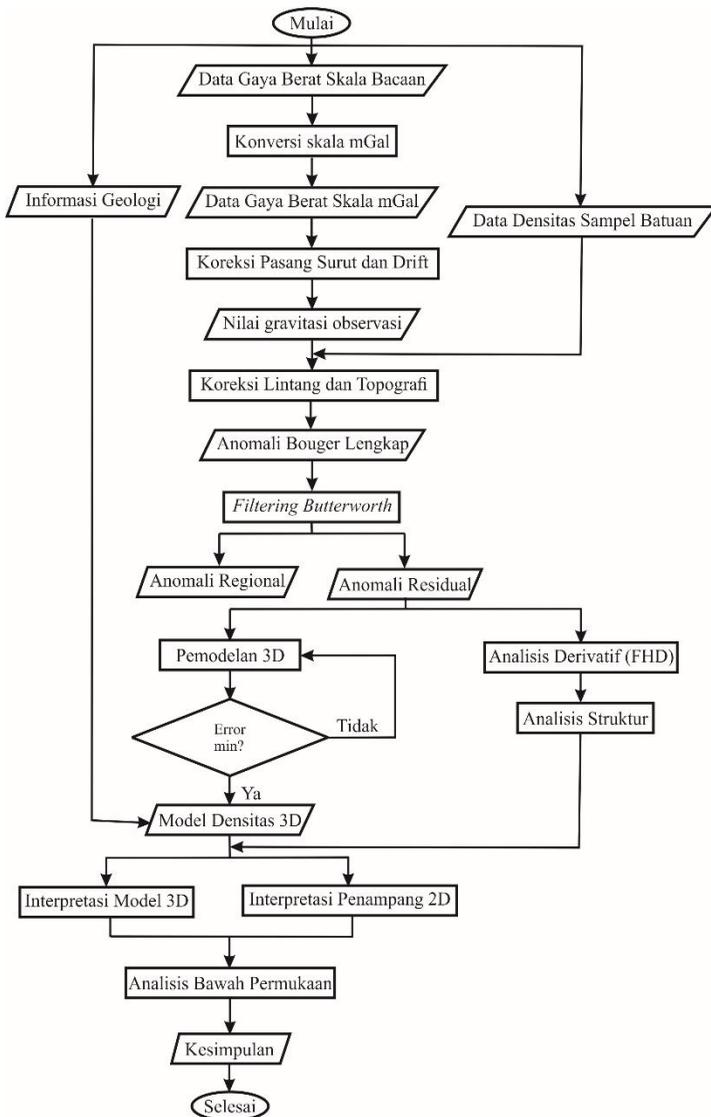
Perangkat lunak ini digunakan untuk membuat mesh dan blok dalam pemodelan inversi dan menampilkan model inversi.

g) *Grav3d-gui*

Perangkat lunak ini digunakan untuk melakukan proses inversi model.

3.3 Alur Penelitian

Adapun diagram alir yang digunakan dalam penulisan ini secara umum adalah sebagai berikut:



Gambar 3.1 Alur Kerja Penelitian

3.4 Prosedur Penelitian

Prosedur pengerjaan penelitian Tugas Akhir ini (Gambar 3.1) dilakukan sebagai berikut.

3.4.1 Studi Literatur

Studi literatur dilakukan dengan mengkaji pustaka berupa jurnal dan buku terkait metode gaya berat, penelitian terdahulu di daerah penelitian, dan informasi lain yang mendukung penyelesaian penelitian Tugas Akhir ini. Dari studi literatur ini didapatkan kerangka konsep penelitian yang dilakukan, data yang diperlukan, informasi tentang teknik pengolahan dan teknik analisis data. Setelah itu dilakukan pengumpulan data, adapun data yang dibutuhkan seperti yang tercantum di subbab 3.2.

3.4.2 Perhitungan Anomali Bouger Lengkap

Data gaya berat dalam skala bacaan yang diperoleh, diolah hingga didapatkan nilai anomali bouger lengkap dengan langkah-langkah sebagai berikut:

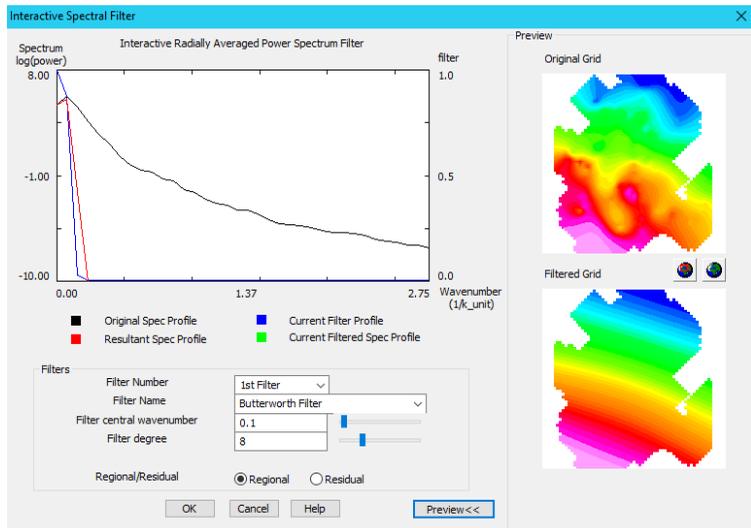
1. Dirubah nilai gravitasi skala bacaan menjadi nilai gravitasi dalam satuan mgal menggunakan persamaan (13).
2. Setelah itu dilakukan koreksi pasang surut dengan menggunakan perangkat lunak grav-tc, dengan input data seperti gambar 3.2, data tersebut akan diproses sehingga didapatkan nilai koreksi pasang surut dalam satuan mgal. Setelah itu digunakan persamaan (15) untuk mendapatkan nilai gravitasi terkoreksi pasang surut.
3. Setelah didapatkan nilai gravitasi terkoreksi pasang surut dilakukan koreksi drift dengan menggunakan persamaan (16), setelah itu digunakan persamaan (17) untuk mendapatkan nilai gravitasi terkoreksi drift.
4. Setelah itu digunakan persamaan (18) untuk mendapatkan nilai gravitasi observasi.
5. Setelah itu dilakukan koreksi lintang untuk mendapatkan nilai gravitasi teoritis menggunakan persamaan (19).
6. Dilakukan koreksi udara bebas dengan menggunakan persamaan (20).
7. Setelah itu dilakukan koreksi bouger dengan menggunakan persamaan (21), dengan estimasi densitas dari rata-rata densitas skala laboratorium dan densitas metode paransis.
8. Setelah itu dilakukan koreksi terrain dengan menggunakan perangkat lunak pengolah data gaya berat.
9. Setelah didapatkan nilai koreksi terrainnya, dilakukan perhitungan untuk mendapat nilai Anomali Bouguer dengan menggunakan

persamaan (25). Untuk langkah pertama hingga langkah ketujuh dan langkah terakhir dilakukan dengan perangkat lunak ms. excel 2013.

3.4.3 Pemisahan Anomali Bouger Regional dan Residual

Setelah didapatkan nilai anomali bouger lengkapnya, dilakukan pemisahan anomali bouger regional dan anomali bouger residual dengan langkah-langkah sebagai berikut:

1. Data Anomali Bouger lengkap dimasukkan ke perangkat lunak pengolah data gaya berat. Setelah itu dilakukan *gridding* dengan menggunakan metode krigging, sehingga dihasilkan peta anomali seperti pada gambar 4.3.
2. Setelah itu dilakukan pemisahan Anomali Bouger regional dan residual dengan menggunakan *filtering butterworth* dengan nilai bilangan gelombang filter 0.1 dan derajat filter 8, hingga didapatkan peta anomali bouger regional dan residual seperti pada gambar 4.4 dan gambar 4.5.



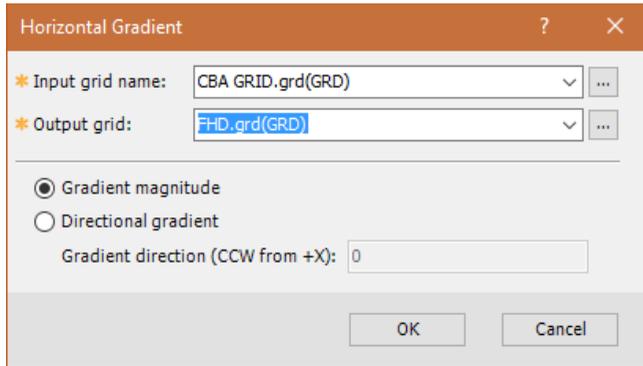
Gambar 3.2 *Filtering butterworth*

3.4.4 Analisis Derivatif

Setelah didapatkan nilai anomali bouger residualnya, dilakukan analisis derivatif dengan menggunakan *first horizontal derivatif*. Analisis derivatif ini bertujuan untuk mengetahui struktur-struktur minor pada daerah penelitian yang

akan digunakan dalam interpretasi model 3D. Analisis derivatif dilakukan untuk menganalisis struktur dengan langkah-langkah sebagai berikut:

1. Klik menu *utilities*, lalu klik *filtering*, pilih *gradient horizontal* sehingga dihasilkan seperti gambar 3.3.



Gambar 3.3 *Filtering FHD*

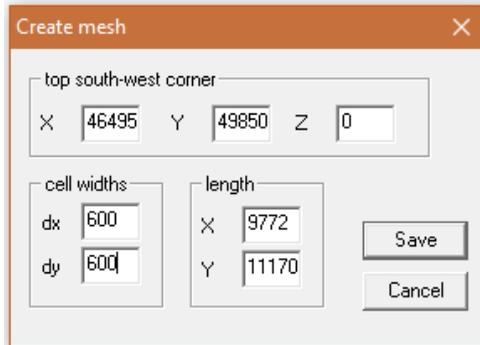
2. Setelah itu, isi *input grid name* dengan nama grid dari anomali bouger residual, lalu *output grid* isi dengan nama tertentu, pilih *gradient magnitude*.
3. Klik ok, sehingga akan dihasilkan peta seperti gambar 4.6.

3.4.5 Pemodelan 3D

Setelah dilakukan analisis derivatif, dilakukan pemodelan 3D untuk mendapatkan gambaran bawah permukaan daerah penelitian melalui distribusi densitas, tujuannya adalah untuk mengetahui zona struktur dan diharapkan mendapatkan keberadaan sumber panas. Pemodelan inversi 3D dilakukan dengan langkah-langkah sebagai berikut:

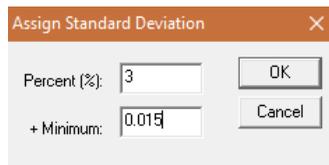
1. Model awal dibuat di *meshtool3d*, dengan data isian seperti gambar 3.4. Pada gambar 3.4, isiannya terbagi dalam beberapa bagian. Yang pertama pada bagian *top south-west corner*, X adalah posisi awal sumbu X, Y adalah posisi awal sumbu Y dan Z adalah posisi awal sumbu Z. Yang kedua pada bagian *cell wildths*, dx merupakan panjang blok minor pada sumbu X dan dy merupakan panjang blok minor pada sumbu Y. Terakhir pada bagian *length*, X adalah panjang sumbu X dan Y adalah panjang sumbu Y. Untuk panjang blok minor Z dan panjang sumbu Z dibuat secara default dari

meshtool3d. Model awal disimpan dalam format *.dat dengan nama tertentu.



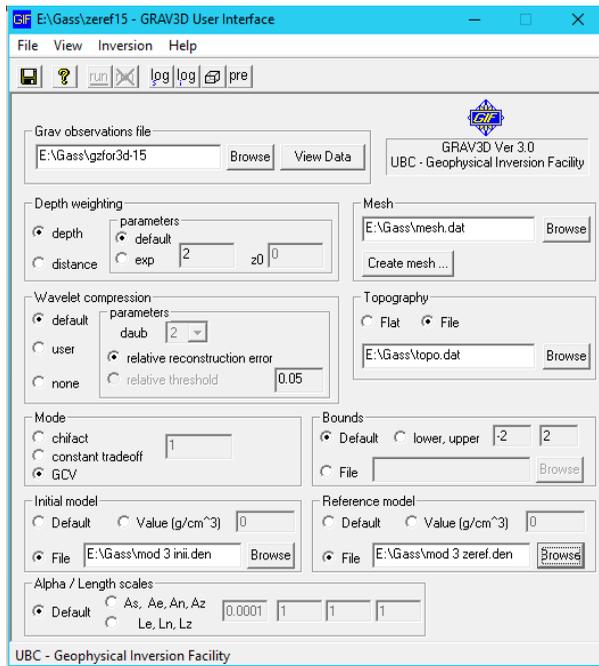
Gambar 3.4 Isian untuk pembuatan mesh

2. Data anomali bouger yang sudah didapatkan, dikonversi ke dalam format *.grv dengan nama *gzford*. Pada saat pemasukan datanya, isiannya adalah kolom 1, baris 1 diisi dengan jumlah data, untuk kolom 2, baris 2 hingga baris 6 sampai seterusnya diisi dengan data: X, Y, Elevasi, Nilai Anomali dan 0 (kenapa 0? Karena nanti akan terisi di step berikutnya, dengan nilai error).
3. Buka perangkat lunak *gm-data-viewer* untuk menambahkan standar deviasinya, setelah itu disimpan dengan format *.grv. Untuk gambarnya dimuat pada lampiran.



Gambar 3.5 Penambahan standar deviasi

4. Buka perangkat lunak *grav3d-gui* untuk melakukan proses inversi. Pada gambar 3.6, isiannya adalah mesh dan topografi sesuai dengan mesh yang dibuat tadi dan topografi daerah penelitian yang telah disimpan dalam format *.dat. Untuk *initial model*, sesuai dengan *initial model* yang anda gunakan untuk *forward modelling* dengan catatan menggunakan mesh yang sama dengan data yang asli. Untuk *reference model*nya yaitu model hasil *forward modelling* anda.



Gambar 3.6 Isian untuk melakukan proses inversi

5. Lalu klik *run*.
6. Untuk melihat hasilnya untuk menampilkan hasilnya klik *menu view*, pilih model, maka hasilnya akan ditampilkan oleh *meshtool3d*, sedangkan untuk melihat misfit atau nilai errornya, klik *menu view* pilih *inversion log file*.

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Estimasi Densitas

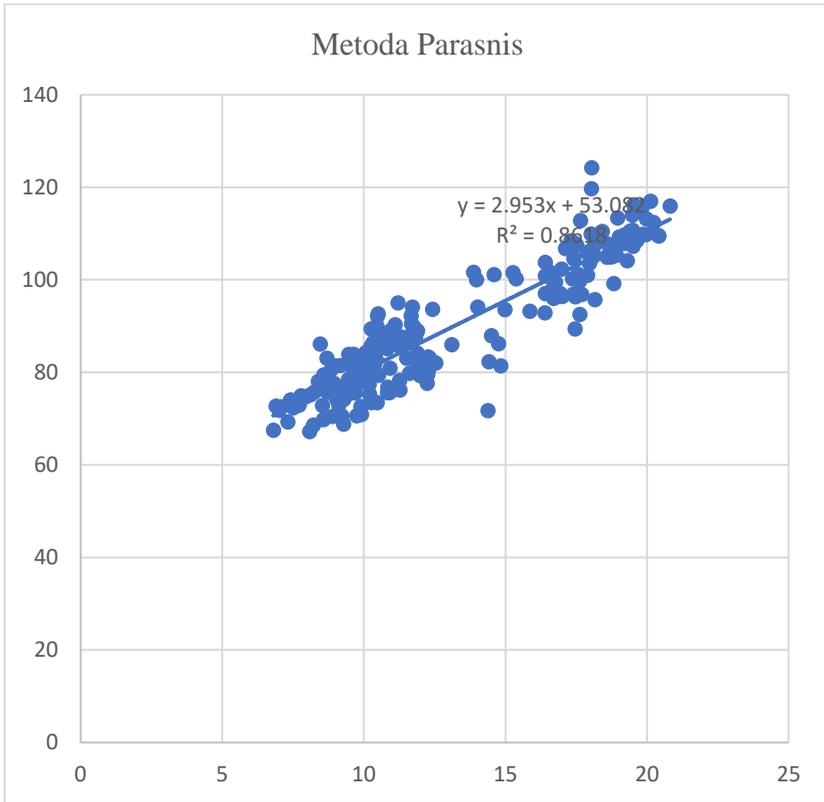
Tabel 4.1 merupakan hasil pengukuran densitas batuan di laboratorium berdasarkan sampel batuan yang diambil secara acak dari daerah penelitian. Tabel tersebut menunjukkan bahwa variasi nilai densitas batuan di daerah penelitian yaitu dengan rentang nilai sebesar 2.23 g/cm^3 hingga 2.91 g/cm^3 . Densitas terendah terdapat pada batuan breksi lava dengan nilai densitas sebesar 2.23 g/cm^3 , sedangkan densitas tertinggi terdapat pada batuan andesit basaltik dengan nilai densitas sebesar 2.91 g/cm^3 . Sehingga apabila dirata-ratakan, maka akan dihasilkan nilai densitas batuan hasil laboratorium sebesar 2.65 g/cm^3 .

Tabel 4.1 Pengukuran densitas batuan daerah panas bumi "x"

No	Kode Conto Batuan	Nama Batuan	Densitas Batuan (g/cm^3)
1	A.4000	Andesit	2.48
2	A.4000	Sinter Silika	2.31
3	B.6450	Andesit Biotit	2.55
4	B.8050	Granodiorit	2.56
5	B.10850	Granodiorit	2.64
6	C.10000	Andesit	2.57
7	D.6450	Andesit	2.64
8	E.1800	Andesit	2.81
9	SDB1	Breksi Lava	2.23
10	SDB3	Andesit Basaltik	2.91
Densitas Rata-Rata Batuan			2.65

Estimasi densitas batuan juga dilakukan dengan menggunakan metode parsnis yang dapat dilihat pada gambar 4.1. Gambar 4.1 memperlihatkan sebaran data dari kurva $(0.04185h\text{-terrain})$ vs $(g\text{-Obs-g_theoritis}+0.3085h)$ dengan densitas yang digunakan untuk melakukan koreksi terrain adalah sebesar 1 g/cm^3 . Regresi linier (least square) terhadap sebaran data memperlihatkan densitas batuan sebesar 2.95 g/cm^3 . Dengan melihat data densitas rata-rata dari conto sampel batuan yang diukur di laboratorium dan rata-rata densitas yang

diestimasi menggunakan metode parsnis, maka didapatkan densitas rata-rata sebesar 2.80 g/cm³ (rata-rata dari dari densitas hasil laboratorium dan estimasi densitas dengan metode parsnis). Pada perhitungan anomali bouguer lengkap, untuk koreksi bouguer dan koreksi terrain dan juga untuk proses pemodelan inversi tiga dimensi (3D) menggunakan densitas rata-rata sebesar 2.80 g/cm³.



Gambar 4.1 Estimasi densitas batuan dengan metode parsnis pada daerah penelitian

4.2 Anomali Bouguer Lengkap

Data gaya berat pada daerah penelitian ini mempunyai 205 titik stasiun pengukuran seperti pada Gambar 4.2. Desain akuisisi data gaya berat ini memiliki spasi 250 m hingga 500 m yang terdiri dari 155 titik dengan 5 lintasan berarah barat daya-tenggara dan 50 titik regional yang tersebar secara acak. Data gaya berat pengukuran lapangan ini didapatkan menggunakan alat gravitimeter LaCoste & Romberg tipe G-802. Pada pengolahan data, nilai G-absolut =

978055.244 mgal yang didapat dari hasil pengikatan nilai absolut dari titik DG-0 (Museum Geologi Bandung) ke stasiun *base* di daerah penelitian.

Pada gambar 4.3, nilai anomalnya memperlihatkan nilai anomali positif yang bervariasi dengan rentang nilai antara 39 mgal sampai 62 mgal. Berdasarkan rentang nilai tersebut, anomali Bouguer lengkap pada daerah penelitian dapat dikelompokkan menjadi tiga bagian yaitu anomali Bouguer rendah, anomali Bouguer sedang dan anomali Bouguer tinggi. Berikut adalah tabel keterangan dari gambar 4.3.

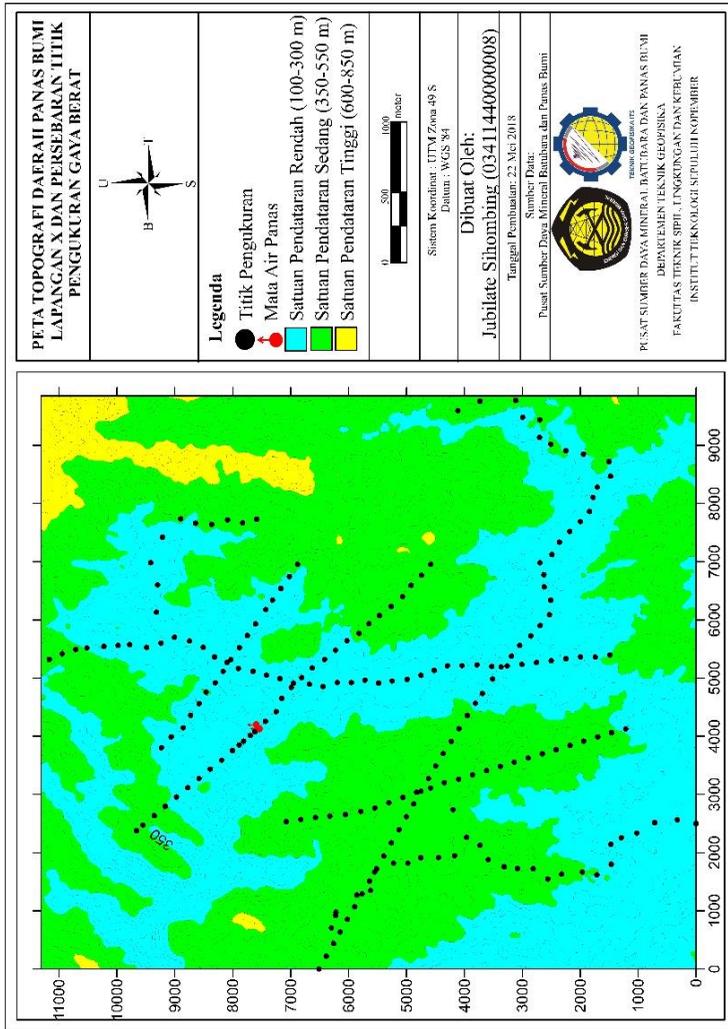
Tabel 4.2 Rentang nilai Anomali Bouguer lengkap daerah penelitian

Skala Anomali	Rentang Nilai (mgal)	Lokasi
Rendah	41-46	Bagian utara
Sedang	46-54	Bagian tengah
Tinggi	54-63	Bagian Selatan

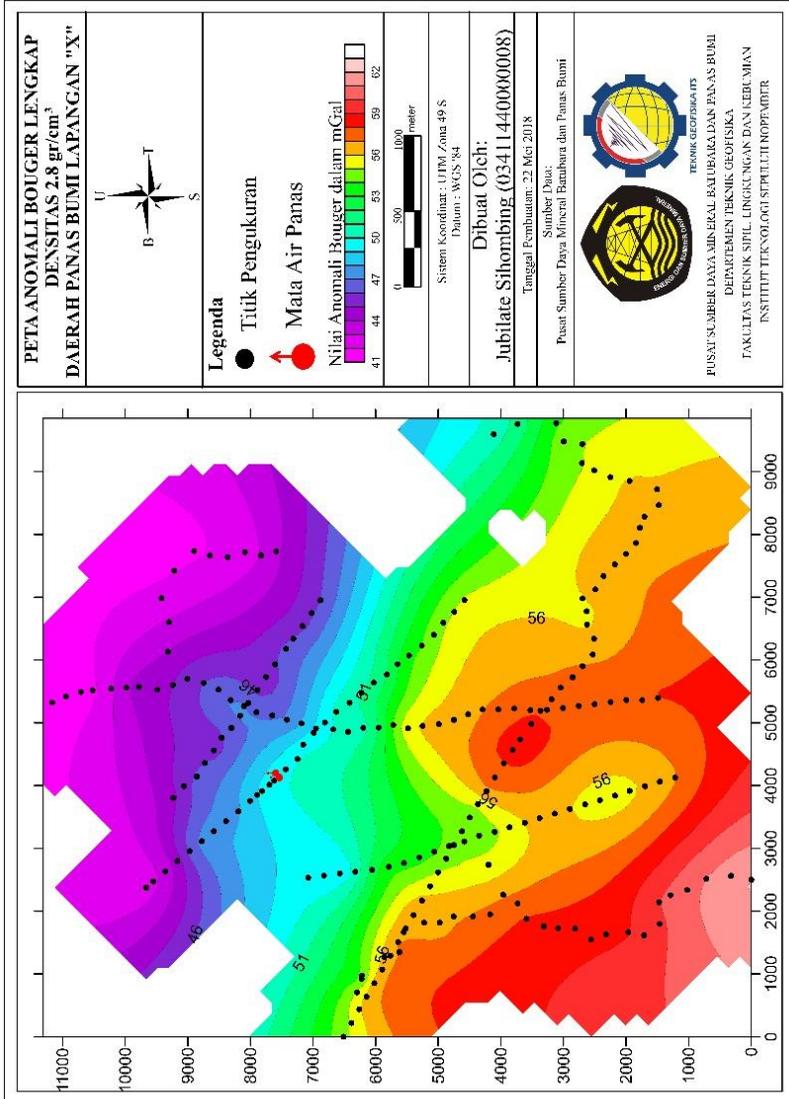
Anomali Bouguer yang rendah menyebar pada bagian utara secara dominan, barat laut dan timur laut dari daerah penelitian. Apabila dikorelasikan dengan peta geologi pada gambar 2.1, anomali ini berada pada satuan batuan vulkanik II, lava andesit IV dan lava andesit basaltic II. Anomali Bouguer yang rendah ini diperkirakan sebagai batuan andesit, andesit basaltis dan granodiorite yang telah mengalami pelapukan.

Anomali sedang yang menyebar pada bagian tengah secara dominan, barat dan timur daerah penelitian, apabila dikorelasikan dengan peta geologi pada gambar 2.1, anomali ini berada pada satuan batuan vulkanik II, lava andesit IV dan lava andesit basaltic II. Manifestasi permukaan yang berupa mata air panas terdapat pada anomali ini. Anomali Bouguer yang sedang ini diperkirakan sebagai batuan gunung api berupa batuan andesit, andesit basaltis dan basalt.

Anomali tinggi yang menyebar pada bagian selatan secara dominan, barat daya dan tenggara daerah penelitian. Apabila dikorelasikan dengan peta geologi pada gambar 2.1, anomali ini berada pada satuan batuan andesit feldspatoid, andesit porfiri, vulkanik II, dan lava andesit basaltic I. Anomali ini diperkirakan sebagai batuan gunung api tersier berupa andesit porfir, andesit feldspatoid dan batuan vulkanik.



Gambar 4.2 Peta topografi daerah penelitian dan persebaran titik pengukuran



Gambar 4.3 Peta anomali bouger lengkap daerah penelitian

4.3 Anomali Bouguer Regional

Anomali regional merupakan anomali yang dipengaruhi oleh sumber-sumber anomali gravitasi yang berada pada posisi dalam. Anomali Bouguer regional dapat dilihat pada gambar 4.4. Gambar 4.4 memperlihatkan peta anomali bouguer regional daerah penelitian untuk densitas 2.8 gram/cm^3 . Anomali bouguer regional ini memperlihatkan kelurusan struktur regional yang berarah barat laut-tenggara atau hampir berarah barat-timur. Arah kelurusan ini, searah dengan kelurusan struktur geologi regional yang terdapat di daerah penelitian. Nilai maksimum anomali Bouguer regional sebesar 61 mgal sedangkan nilai minimumnya adalah 39 mgal. Dari rentang nilai tersebut, dapat dikelompokkan menjadi tiga bagian yaitu Anomali Bouguer regional rendah, sedang dan tinggi. Berikut adalah tabel keterangan dari gambar 4.4.

Tabel 4.3 Rentang nilai Anomali Bouguer regional daerah penelitian

Skala Anomali	Rentang Nilai (mgal)	Lokasi
Rendah	39-46	Bagian utara
Sedang	46-53	Bagian tengah
Tinggi	53-61	Bagian Selatan

Anomali Bouguer regional rendah menyebar pada bagian utara secara dominan dan timur laut dari daerah penelitian. Anomali ini diperkirakan batuanannya merupakan batuan andesit, andesit basaltis dan granodiorite yang telah mengalami pelapukan. Anomali Bouguer regional sedang menyebar pada bagian barat laut, barat, tengah secara dominan dan timur daerah penelitian. Anomali ini diperkirakan batuanannya merupakan batuan gunung api berupa batuan andesit, andesit basaltis dan basalt. Anomali Bouguer regional tinggi menyebar pada bagian selatan secara dominan, barat daya dan tenggara daerah penelitian dan hampir menduduki setengah dari daerah penelitian. Anomali ini diperkirakan batuanannya merupakan batuan gunung api tersier berupa batuan andesit dan andesit basaltis.

4.4 Anomali Bouguer Residual

Anomali residual merupakan anomali lokal yang dipengaruhi oleh sumber-sumber anomali gravitasi yang berada pada posisi dangkal. Anomali Bouguer residual ini dapat dilihat pada gambar 4.5. Gambar 4.5 memperlihatkan peta anomali bouguer residual daerah penelitian untuk densitas 2.8 gram/cm^3 . Anomali bouguer residual ini memperlihatkan kerapatan dan pola kontur anomali yang dominan berarah utara-selatan. Anomali Bouguer residual di daerah penelitian umumnya didominasi oleh anomali Bouguer residual rendah dan anomali Bouguer residual sedang. Sedangkan anomali Bouguer residual tinggi

hanya menduduki beberapa bagian kecil saja. Berikut adalah tabel keterangan dari gambar 4.5.

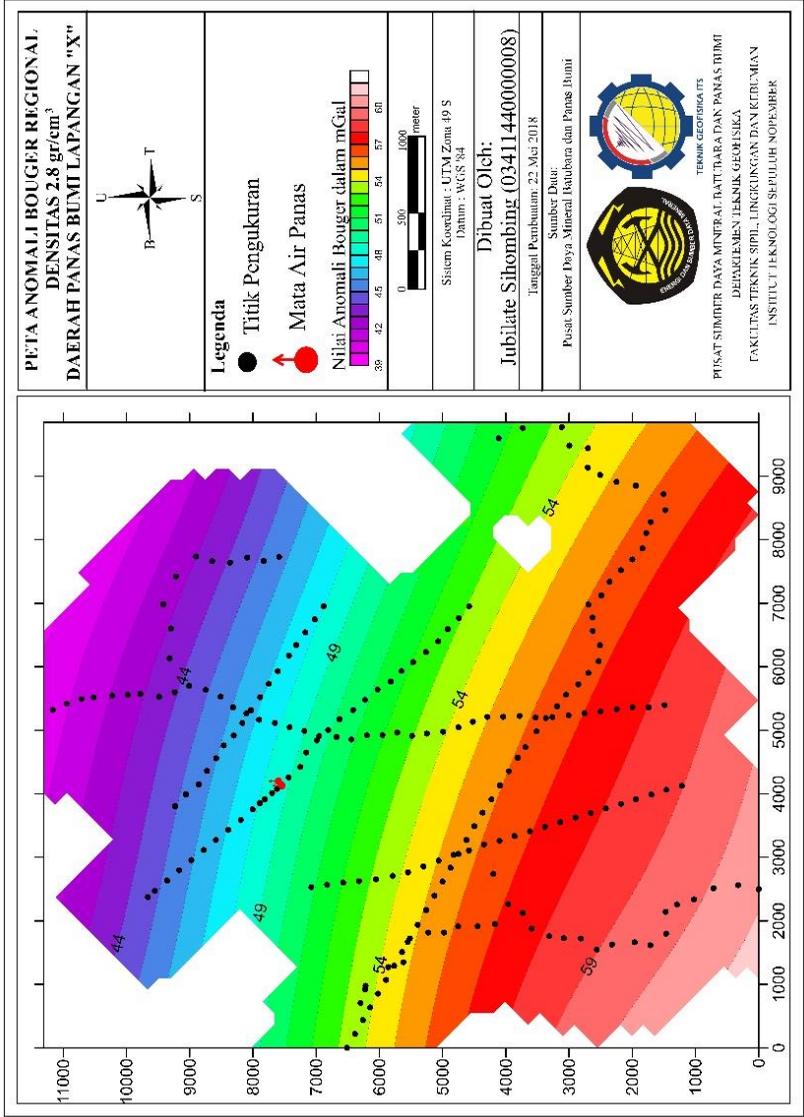
Tabel 4.4 Rentang nilai anomali bouguer residual daerah penelitian

Skala Anomali	Rentang Nilai (mgal)	Lokasi
Rendah	-2,5-0	Bagian utara dan selatan
Sedang	0-2,5	Hampir seluruh lapangan
Tinggi	2,5-4,5	Bagian tengah

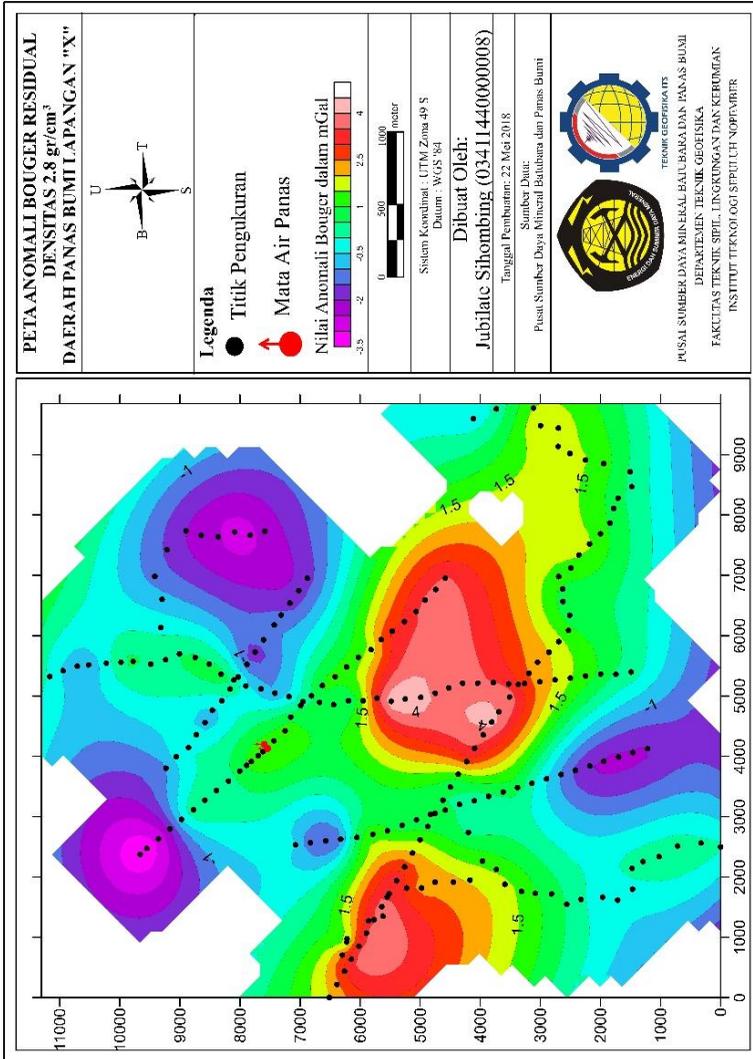
Anomali Bouguer residual rendah berada pada bagian utara dan selatan dari daerah penelitian. Tersebar di daerah penelitian yang berkaitan dengan batuan gunung api berupa andesit, andesit basaltis, dan lava breksi yang telah mengalami pelapukan kuat dan ubahan karena pengaruh fluida panas bumi. Anomali Bouguer residual sedang berada pada hampir seluruh daerah penelitian. Tersebar di daerah penelitian yang berkaitan dengan batuan gunung api berupa batuan andesit, andesit basaltis, lava breksi. Manifestasi panas bumi yang tersingkap pada anomali Bouguer residual berupa batuan ubahan dan mata air panas. Manifestasi panas bumi tersebut, terlihat diapit oleh 2 (blok) anomali rendah, sehingga diperkirakan bahwa struktur yang mengontrol manifestasi tersebut berarah barat laut-tenggara. Sedangkan anomali tinggi berada pada bagian barat dan tengah dari daerah penelitian dan diperkirakan sebagai batuan andesit dan andesit basaltis yang berumur tersier. Blok anomali tinggi yang berada di barat daya diperkirakan berhubungan dengan batuan beku yang melakukan intrusi di bawah permukaan.

4.5 Analisis Derivatif

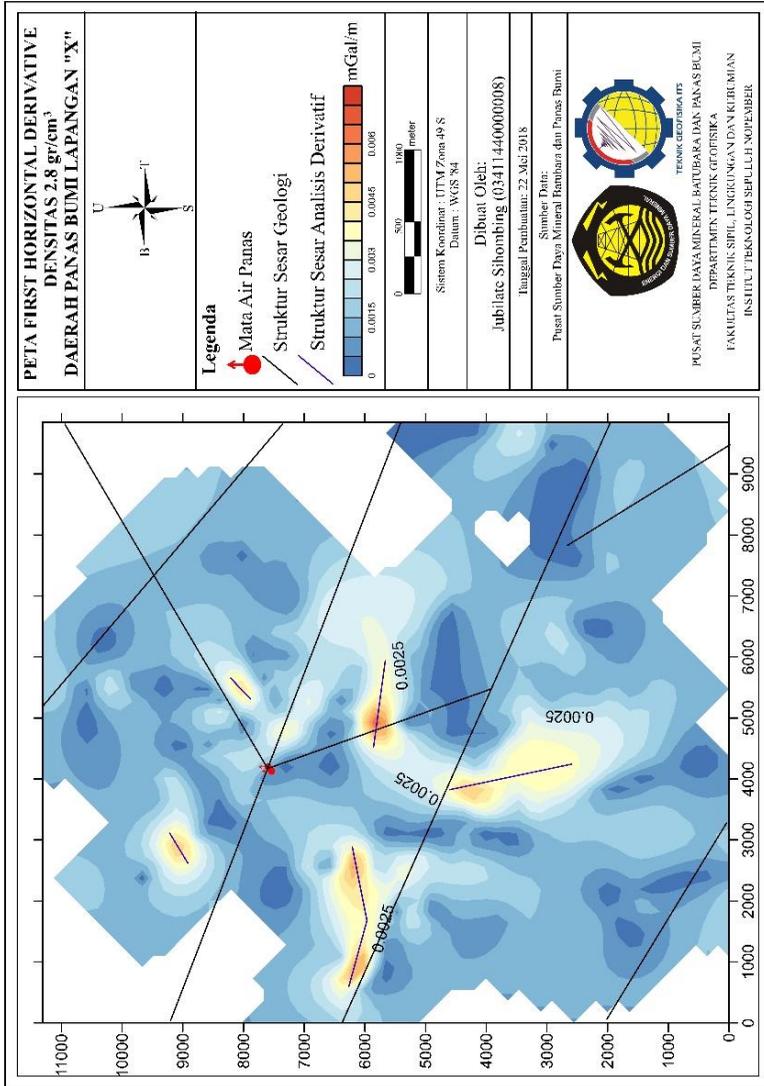
Gambar 4.6 memperlihatkan peta analisis *first horizontal derivative* daerah penelitian untuk densitas 2.8 gram/cm³. Hasil analisis *first horizontal derivative* pada data gaya berat daerah penelitian memperlihatkan beberapa magnitudo maksimum yang tersebar di bagian barat di dekat salah struktur utama, bagian tengah, yaitu berasosiasi dengan air panas dan di bagian barat laut dari daerah penelitian. Kemunculan manifestasi di sekitar zona magnitudo maksimum mengindikasikan bahwa kemunculan manifestasi tersebut dikontrol oleh sesar yang berarah timurlaut-baratdaya dan terletak di sekitar air panas. Ada beberapa magnitudo maksimum yang tidak bertepatan dengan sesar geologi, seperti di bagian barat laut dan barat daya daerah penelitian. Ketidaktepatan tersebut kemungkinan disebabkan oleh berdekatnya struktur sesar atau kemiringan sesar yang landai. Berdasarkan data geologi yang memperlihatkan banyaknya struktur di daerah penelitian, pola anomali *first horizontal derivatif* tersebut diinterpretasikan sebagai respon dari banyaknya sesar-sesar minor di sekitar struktur utama.



Gambar 4.4 Peta anomali bouger regional daerah penelitian



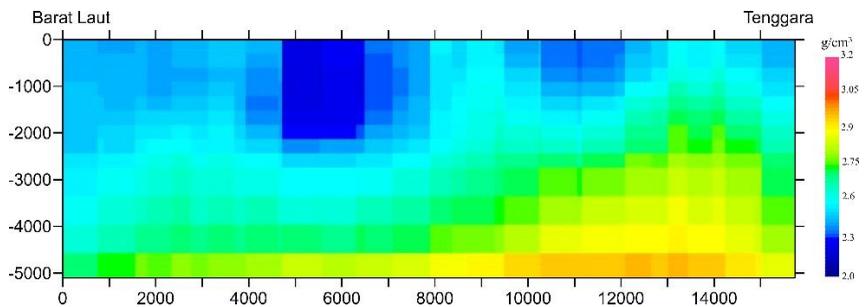
Gambar 4.5 Peta anomali bouger residual daerah penelitian



Gambar 4.6 *Peta first horizontal derivative* daerah penelitian

4.6 Model Inversi 3D

Hasil pemodelan inversi gaya berat secara tiga dimensi (3D) ditampilkan oleh meshtool3d seperti yang ditunjukkan oleh gambar 4.7. Model tersebut akan dianalisis dengan dukungan informasi geologi untuk menentukan posisi dari target penelitian. Pada analisis dan interpretasi model inversi 3D ini, dibuat beberapa sayatan untuk melihat penampang 2D yang dianggap mewakili kondisi bawah permukaan untuk diinterpretasi. Dalam penelitian ini, dibuat 2 (dua) penampang sayatan dengan arah barat daya-timur laut dan arah barat laut-tenggara yang mewakili seluruh daerah penelitian dan juga 2 (dua) penampang sayatan dengan arah barat timur dan selatan utara yang memotong air panas seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4.9. Sayatan tersebut dibuat berdasarkan adanya struktur patahan berdasarkan informasi geologi dan juga berdasarkan analisis derivatif, perbedaan kontur warna yang dilewati pada peta anomali bouger lengkap dan posisi dari manifestasi di permukaan.

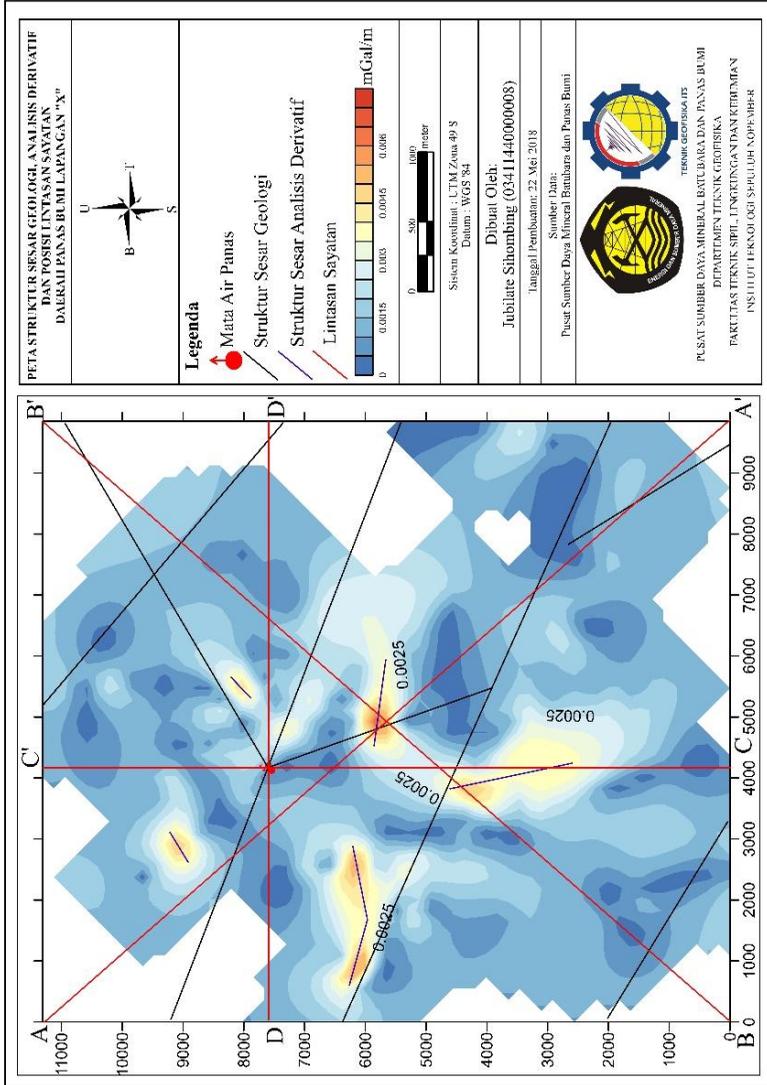


Gambar 4.7 Penampang model 2D lintasan A-A'

Tabel 4.5 Rentang nilai densitas pada lintasan A-A'

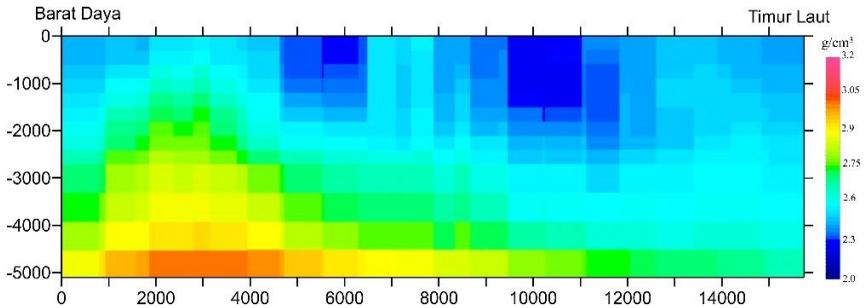
Skala Densitas	Rentang Nilai (g/cm^3)	Indikasi	Kedalaman (m)
Rendah	2,0-2,3	Zona sesar	<1000
Tinggi	2,8-3,0	Sumber Panas	>2000

Penampang model 2D lintasan A-A' yang berarah barat laut tenggara ditunjukkan oleh Gambar 4.7, sedangkan untuk rentang nilai densitas untuk lintasan A-A' ditunjukkan oleh tabel 4.5. Berdasarkan pada peta geologi daerah penelitian (Gambar 2.1), sayatan penampang ini melintasi satuan batuan lava andesit II, vulkanik II, andesit porfir, alluvium dan andesit feldspatoid. Sedangkan berdasarkan peta anomali bouguer daerah penelitian (gambar 4.3), sayatan ini berada pada dominan daerah anomali bouguer yang tinggi yang mengarah ke tenggara, sedangkan anomali bouguer yang sedang sedikit berada



Gambar 4.8 Peta lintasan penampang model 2D daerah penelitian

di tengah kearah barat laut dan anomali bouguer yang rendah berada ke arah barat laut. Berdasarkan gambar 4.7, dapat dilihat bahwa terdapat batuan berdensitas rendah dengan nilai pada 5000 hingga 8000 kearah tenggara dengan kedalaman <2000 m. Batuan tersebut diduga berhubungan dengan zona lemah yang berhubungan dengan sesar. Sedangkan batuan berdensitas tinggi pada 10000 hingga 15000 kearah tenggara dengan kedalaman >1000 m. Batuan tersebut diduga berhubungan dengan batuan beku intrusif.

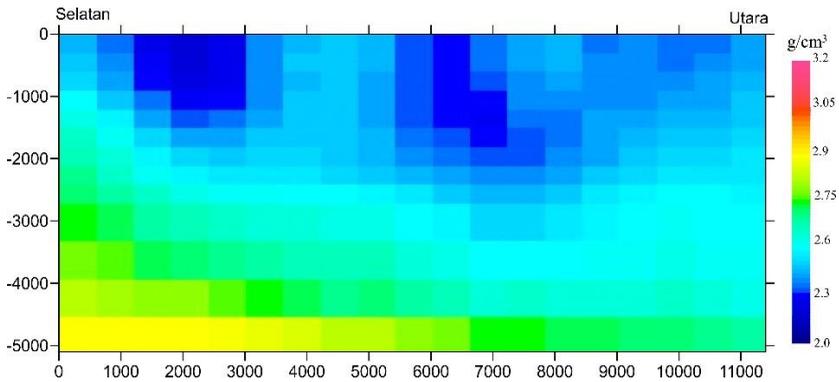


Gambar 4.9 Penampang model 2D lintasan B-B'

Tabel 4.6 Rentang nilai densitas pada lintasan B-B'

Skala Densitas	Rentang Nilai (g/cm ³)	Indikasi	Kedalaman (m)
Rendah	2,0-2,3	Zona sesar	<2000
Tinggi	2,8-3,0	Sumber Panas	>2000

Penampang model 2D lintasan B-B' yang berarah barat daya timur laut ditunjukkan oleh Gambar 4.9, sedangkan untuk rentang nilai densitas ditunjukkan oleh tabel 4.6. Berdasarkan pada peta geologi daerah penelitian (Gambar 2.1), sayatan penampang ini melintasi satuan batuan lava andesit basaltik II, vulkanik II, lava andesit IV, andesit porfir dan andesit feldspatoid. Sedangkan berdasarkan peta anomali bouguer daerah penelitian (gambar 4.3), sayatan ini berada pada dominan daerah anomali bouguer yang tinggi yang mengarah ke barat daya, sedangkan anomali bouguer yang sedang sedikit berada di tengah kearah timur laut dan anomali bouguer yang rendah berada kearah timur laut. Berdasarkan gambar 4.9, dapat dilihat bahwa terdapat batuan berdensitas rendah pada 5000 hingga 6000 dan 9000 hingga 12000 kearah timur laut dengan kedalaman <2000 m. Batuan tersebut diduga berhubungan dengan zona lemah yang berhubungan dengan sesar. Sedangkan batuan berdensitas tinggi pada 0 hingga 5000 kearah timur laut dengan kedalaman >2000 m. Batuan tersebut diduga berhubungan dengan batuan beku intrusif.

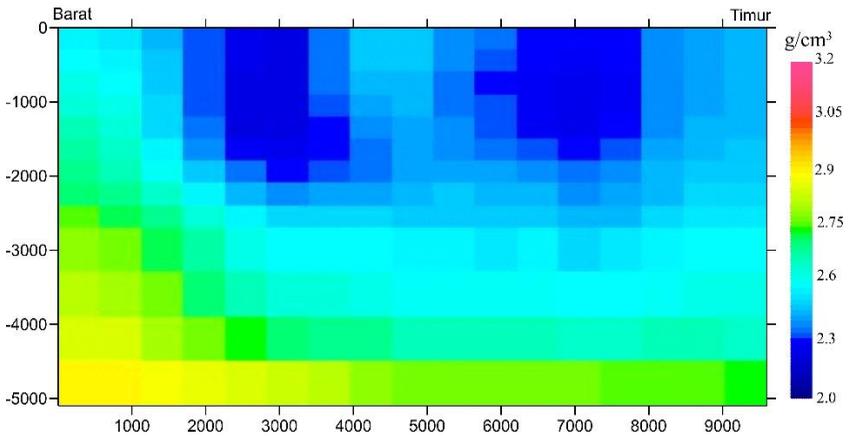


Gambar 4.10 Penampang model 2D lintasan C-C'

Tabel 4.7 Rentang nilai densitas pada lintasan C-C'

Skala Densitas	Rentang Nilai (g/cm^3)	Indikasi	Kedalaman (m)
Rendah	2,0-2,3	Zona sesar	<2000
Tinggi	2,8-3,0	Sumber Panas	>1500

Penampang model 2D lintasan C-C' yang memotong secara melintang ditunjukkan oleh Gambar 4.10, sedangkan untuk rentang nilai densitas untuk lintasan C-C' ditunjukkan oleh tabel 4.7. Berdasarkan pada peta geologi daerah penelitian (Gambar 2.1), sayatan penampang ini melintasi satuan batuan vulkanik II (termasuk air panas), andesit porfir dan andesit feldspatoid. Sedangkan berdasarkan peta anomali bouguer daerah penelitian (gambar 4.3), sayatan ini berada pada dominan daerah anomali bouguer yang tinggi yang mengarah ke selatan, sedangkan anomali bouguer yang sedang sedikit berada di tengah kearah utara dan anomali bouguer yang rendah berada kearah utara. Berdasarkan gambar 4.10, dapat dilihat bahwa terdapat batuan berdensitas rendah pada 500 hingga 3500 kearah utara dengan kedalaman <1000 m, batuan tersebut diduga berhubungan dengan zona lemah yang berhubungan dengan sesar. Batuan densitas rendah juga ditemukan pada 6000 hingga 9000 kearah utara dengan kedalaman <2000 m. Batuan tersebut diduga berhubungan dengan zona lemah yang berhubungan dengan sesar yang membentuk air panas. Sedangkan batuan berdensitas tinggi pada 0 hingga 3000 easting dengan kedalaman >1500 m. Batuan tersebut diduga berhubungan dengan batuan beku intrusif.



Gambar 4.11 Penampang model 2D lintasan D-D'

Tabel 4.8 Rentang nilai densitas pada lintasan D-D'

Skala Densitas	Rentang Nilai (g/cm^3)	Indikasi	Kedalaman (m)
Rendah	2,0-2,3	Zona sesar	<2000
Tinggi	2,8-3,0	Sumber Panas	>1500

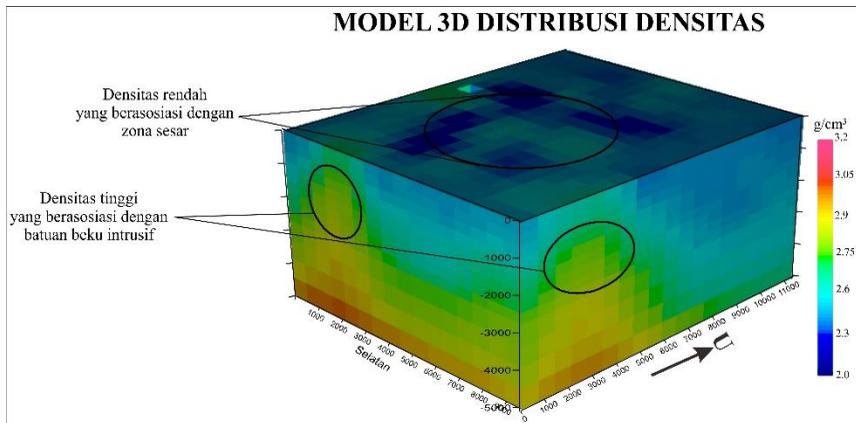
Penampang model 2D lintasan D-D' yang memotong secara membujur ditunjukkan oleh Gambar 4.11, sedangkan untuk rentang nilai densitas untuk lintasan D-D' ditunjukkan oleh tabel 4.8. Berdasarkan pada peta geologi daerah penelitian (Gambar 2.1), sayatan penampang ini melintasi satuan batuan lava andesit III, vulkanik II (termasuk air panas), lava andesit IV dan lava andesit basaltik II. Sedangkan berdasarkan peta anomali bouguer daerah penelitian (gambar 4.3), sayatan ini berada pada dua sepertiga daerah anomali bouguer yang sedang dan sepertiga di sebelah timur pada daerah anomali bouguer yang rendah. Berdasarkan gambar 4.11, dapat dilihat bahwa terdapat batuan densitas rendah dengan nilai 2,3-2,5 g/cm^3 pada 738000 hingga 740000 dan 742000 hingga 745000 kearah timur dengan kedalaman <2000 m. Batuan tersebut diduga berhubungan dengan zona lemah yang berhubungan dengan sesar. Sedangkan batuan densitas tinggi pada 0 hingga 3000 kearah timur dengan kedalaman >1500 m. Batuan tersebut diduga berhubungan dengan batuan beku intrusif.

Model inversi pada gambar 4.12 tersebut menunjukkan batuan dengan densitas rendah berada di tengah-tengah daerah penelitian, yaitu berada di sekitar air panas sedangkan batuan dengan densitas tinggi berada pada kedalaman

>2000 m. Untuk tampilan 3D yang dijadikan sayatan penampang 2D dari tiap arah (timur, selatan, barat, utara) dimuat pada lampiran.

Batuan dengan densitas rendah berkisar antara 2,0-2,3 g/cm³ berada di sekitar permukaan. Densitas rendah yang berada di sebaran mata air panas diperkirakan berasosiasi dengan zona patahan yang mengontrol munculnya mata air panas pada daerah penelitian. Hal ini disebabkan karena batuan menjadi permeable sehingga memungkinkan untuk menjadi jalur perpindahan fluida panas ke permukaan.

Batuan dengan densitas tinggi dengan nilai 2,80 – 3,00 g/cm³ di bagian selatan terlihat muncul dari bawah hingga kedalaman 2000 m. Batuan ini diinterpretasikan sebagai batuan beku intrusif, yang diperkirakan berperan sebagai sumber panas pada sistem panas bumi di daerah penelitian ini, hal ini juga didukung dengan anomali bouger lengkap dan regional dimana, anomali yang tinggi berada di bagian selatan daerah penelitian.



Gambar 4.12 Model 3D distribusi densitas daerah penelitian

BAB V

PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan penelitian tugas akhir yang telah dilakukan, dapat disimpulkan bahwa:

1. Batuan berdensitas rendah dengan nilai antara 2,0 - 2,3 gr/cm³ di sekitar mata air panas dengan kedalaman <1000 m. Batuan tersebut diinterpretasikan sebagai batuan yang berasosiasi dengan rekahan membentuk zona patahan yang mengontrol manifestasi permukaan daerah penelitian.
2. Batuan berdensitas tinggi dengan nilai antara 2,8 – 3,0 gr/cm³ yang berada bagian selatan daerah penelitian dengan kedalaman >2000m. Batuan tersebut diinterpretasikan sebagai batuan beku intrusif dan diduga berperan sebagai sumber panas bumi dari sistem panas bumi daerah penelitian.

5.2 Saran

Untuk menindaklanjuti penelitian ini, penulis memberikan saran sebagai berikut:

1. Hasil penelitian ini dapat dijadikan sebagai informasi pendukung dalam pengembangan daerah penelitian.
2. Untuk lebih menganalisis sesar pada daerah penelitian dapat digunakan turunan vertical kedua (*second derivative vertical*) untuk menentukan jenis sesarnya.

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

DAFTAR PUSTAKA

- Blakely, R.J. (2009), *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Transferre., Univ. Press, Cambridge.
- Grandis, H. (2009), *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*, Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI), Jakarta.
- Grauch, V.J.S. dan Cordell, L. (1987), "Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data", *Geophysics*, Vol.52, No.1, hal. 118–121. <http://doi.org/10.1190/1.1442236>.
- Gupta, H.K. dan Roy, S. (2006), *Geothermal Energy*, Elsevier Science.
- Hinze, W.J. (2013), *Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practices, and Applications*, 1 Ed., Cambridge University Press, Cambridge.
- Hinze, W.J., Frese, R. Von dan Saad, A.H. (2013), *Oasis montaj Tutorial for Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practices, and Applications*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Hochstein, M.P. dan Sudarman, S. (2008), "History of geothermal exploration in Indonesia from 1970 to 2000", *Geothermics*, Vol.37, No.3, hal. 220–266. <http://doi.org/10.1016/j.geothermics.2008.01.001>.
- Kearey, P., Brooks, M. dan Hill, I. (2002), *An introduction to geophysical exploration*, 3rd ed., Blackwell Science, Malden, MA.
- Li, Y. dan Oldenburg, D.W. (1998), "3-D inversion of gravity data", *Geophysics*, Vol.63, No.1, hal. 109–119. <http://doi.org/10.1190/1.1444302>.
- Martakusumah, R., Suryantini, W.S., Pratama, A.B. dan Haans, A. (2015), "Gravity Analysis for Hidden Geothermal System in Cipanas , Tasikmalaya Regency , West Java", *Proceedings World Geothermal Congress*, No.April, hal. 19–25.
- Niasari, S.W. (2015), *Magnetotelluric Investigation of the Sipoholon Geothermal Field, Indonesia*, Freie Universität Berlin, Berlin.
- Nouraliee, J., Porkhial, S., Mohammadzadeh-moghaddam, M. dan Mirzaei, S. (2015), "Investigation of density contrasts and geologic structures of hot springs in the Markazi Province of Iran using the gravity method", *RGG*, Vol.56, No.12, hal. 1791–1800. <http://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.11.011>.
- Parapat, J., Hilyah, A., Utama, W. dan Rahadinata, T. (2017), "Pemodelan 3D Data Gaya Berat Untuk Mengidentifikasi Sumber Panas Daerah Panas Bumi Sipoholon , Sumatera Utara", *GEOSAINTEK*, Vol.3, No.3, hal. 167–172. <http://doi.org/10.12962/j25023659>.
- Represas, P., Santos, F.A.M., Ribeiro, J., Ribeiro, J.A., Almeida, E.P., Gonçalves, R., Moreira, M. dan Mendes-victor, L.A. (2013), "Interpretation of gravity data to delineate structural features connected to low-temperature geothermal resources at Northeastern Portugal", *Journal of Applied Geophysics*, Vol.92, hal. 30–38.

- <http://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.02.011>.
- Reynolds, J.M. (1997), *An introduction to applied and environmental geophysics*, John Wiley, Chichester ; New York.
- Setiawan, D.L., Soetoyo; dan Rezky, Y. (2010), "Penyelidikan Terpadu Geologi dan Geokimia Daerah Panas Bumi Lilli, Kabupaten Polewali Mandar, Provinsi Sulawesi Barat", *Prosiding Hasil Kegiatan Pusat Sumber Daya Geologi*, hal. 483–494.
- Setyawan, A., Yudianto, H., Nishijima, J. dan Hakim, S. (2015), "Horizontal Gradient Analysis for Gravity and Magnetic Data Beneath Gedongsongo Geothermal Manifestations , Ungaran , Indonesia", *Proceedings World Geothermal Congress*, No.April, hal. 1–6.
- Shaker, H. dan Oweis, H.T. (2016), "Application of high-pass filtering techniques on gravity and magnetic data of the eastern Qattara Depression area , Western Desert , Egypt", *NRIAG JOURNAL OF ASTRONOMY AND GEOPHYSICS*, <http://doi.org/10.1016/j.nrjag.2016.01.005>.
- Spicer, B., Morris, B. dan Ugalde, H. (2011), "Structure of the Rambler Rhyolite , Baie Verte Peninsula , Newfoundland: Inversions using UBC-GIF Grav3D and Mag3D", *Journal of Applied Geophysics*, Vol.75, No.1, hal. 9–18. <http://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.013>.
- Sugianto, A., Takodama, I. dan Rahadinata, T. (2017), "Identifikasi Struktur Sistem Panas Bumi Pantar Berdasarkan Analisis Gradien Horizontal dan Pemodelan 3D Data Gaya Berat", *Buletin Sumber Daya Geologi*, Vol.12, No.2, hal. 135–143.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. dan Sheriff, R.E. (1990), *Applied geophysics*, 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge [England] ; New York.
- Uwiduhaye, J. d. A., Mizunaga, H. dan Saibi, H. (2018), "Geophysical investigation using gravity data in Kinigi geothermal field, northwest Rwanda", *Journal of African Earth Sciences*, Vol.139, hal. 184–192. <http://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.12.016>.
- Zarkasyi, A. dan Suhanto, E. (2013), "Pemodelan Inversi 3D Gaya Berat dan Magnet pada Sistem Panas Bumi Jaboi", *Buletin Sumber Daya Geologi*, Vol.8, No.1, hal. 26–32.

LAMPIRAN

Lampiran 1. Data yang digunakan

Tabel. 1 Data anomali Bouguer daerah penelitian

Station	Easting	Northing	Elevation	CBA
BASE	4920.2421	5528	227.38	54.3330
RL1	2262.2421	3961	473.6	54.9894
RL2	1948.2421	4171	476.75	55.3933
RL3	1915.2421	4446	482.91	55.0533
RL4	1913.2421	4753	479.49	55.0983
RL5	1817.2421	4977	497.72	54.2109
RL6	1816.2421	5226	499.86	53.7328
RL7	1667.2421	5550	465.14	53.2683
RL8	1348.2421	5620	471.89	53.9130
RL9	1271.2421	5859	469.71	53.7477
RL10	921.2421	6224	450.62	54.0868
RL11	705.2421	6296	431.17	53.7194
RL12	2738.2421	4197	470.66	53.0291
RL13	2125.2421	3731	448.39	55.3204
RL14	1878.2421	3589	425.58	56.2599
RL15	1759.2421	3314	429.55	56.3878
RL16	1727.2421	3084	427.13	56.1749
RL17	1722.2421	2813	427.83	56.9660
RL18	1547.2421	2560	439.69	54.5690
RL19	1628.2421	2321	413.71	56.0930
RL20	1664.2421	1963	382.75	56.9010
RL21	1616.2421	1713	335.79	57.3319
RL22	1798.2421	1465	308.99	57.6344
RL23	2143.2421	1471	281.29	58.2074
RL24	2255.2421	1291	257.16	58.2212
RL25	2336.2421	1024	246.21	58.6499
RL26	2513.2421	715	261.62	59.1985

Station	Easting	Northing	Elevation	CBA
RL27	2562.2421	325	251.44	59.4177
RL28	2498.2421	0	214.2	60.3930
B1000	5397.9146	1489.297	321.54	56.3287
B1250	5360.9748	1741.328	289.42	55.3451
B1500	5363.7892	1996.125	282.47	56.2675
B1750	5332.3899	2246.333	269.41	55.6913
B2000	5296.158	2501.212	263.14	55.6402
B2250	5267.6409	2755.301	261.64	55.6943
B2500	5234.2613	3007.744	265.77	55.6832
B2750	5208.1815	3261.513	259.97	55.4161
B3000	5200.0563	3527.62	245.06	55.6167
B3250	5226.6418	3783.364	241.19	55.3049
B3500	5213.6348	4041.236	247.52	55.1086
B3750	5211.7268	4293.011	240.18	55.2024
B4000	5134.6112	4521.474	252.97	54.3820
B4250	5046.8507	4748.837	237.15	54.1499
B4500	4977.6791	4990.731	220.77	54.6002
B4750	4949.7922	5248.283	229.99	53.8448
B5000	4912.1295	5481.843	225	54.2640
B5250	4965.1581	5717.941	233.57	52.4578
B5500	4922.5206	5952.304	208.12	49.2780
B5750	4922.4807	6195.58	205.6	48.2359
B6000	4855.2421	6441	188.95	48.4387
B6250	4895.0587	6675.837	199.07	47.3690
B6500	4909.4582	6952.335	199.09	46.7444
A5000	4840.3139	6989.452	199.42	47.5904
A5250	5004.6808	6809.23	229.03	47.9500
A5500	5173.6248	6628.379	250.24	48.8749
A5750	5319.8576	6415.253	254.7	48.6929
A6000	5479.268	6225.797	250.56	48.9782

Station	Easting	Northing	Elevation	CBA
A6250	5641.0728	6028.471	267.26	49.6860
A6500	5768.726	5820.534	343.44	48.4015
A6750	5933.7461	5648.453	434.52	51.8906
A7000	6072.2344	5467.501	480.59	51.8461
A7250	6231.1924	5262.573	499.88	51.6428
A7500	6399.5087	5069.18	458.95	52.7736
A7750	6593.6606	4919.536	465.27	52.8935
A8000	6765.882	4742.564	447.78	53.0679
A8250	6953.7336	4581.131	449.71	53.3246
A4000	4077.2421	7619	208.85	47.9918
A3900	4012.4551	7696.375	240	47.8725
A3750	3915.0516	7811.191	280.79	46.8115
A3650	3850.7274	7888.799	273.8	46.8963
A3500	3754.292	8003.736	276.97	47.3189
A3250	3589.0977	8191.421	186.52	45.2249
A3000	3433.8755	8389.217	218.78	45.6375
A2750	3273.2868	8583.935	261.3	45.5998
A2500	3114.5382	8776.634	286.33	45.6929
A2250	2954.9905	8972.221	277.86	44.6022
A2000	2797.0781	9165.397	377.55	42.2540
A1750	2634.1334	9356.054	426.69	41.5671
A1500	2472.7366	9550.724	418.43	38.8952
A1350	2374.5518	9662.173	394.5	40.7525
A4750	4650.9765	7155.548	208.33	47.7690
A4500	4422.9099	7249.322	238.2	48.4114
A4250	4257.2008	7435.882	180.33	47.4706
B7500	5166.2884	7902.283	255.87	44.8458
B7750	5265.5447	8101.868	240.36	45.2063
E3000	5317.2421	8031	238.75	44.8888
E3250	5523.4124	7885.737	290.94	43.3707

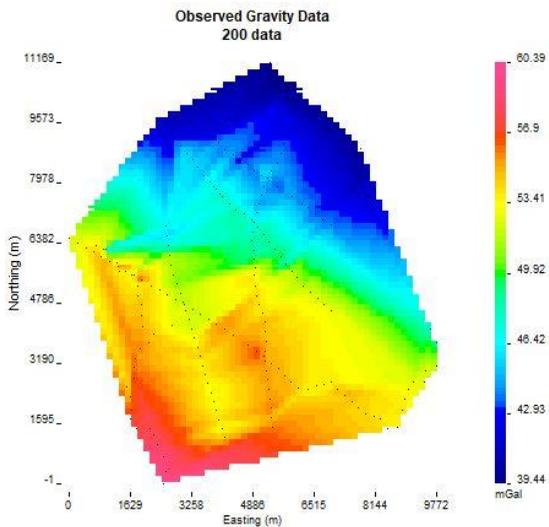
Station	Easting	Northing	Elevation	CBA
E3500	5729.5436	7747.803	320.11	42.4449
E3750	5930.3404	7606.916	292.16	44.6386
E4050	6176.8668	7429.369	247.62	44.1744
E4250	6340.9476	7315.017	304.76	44.2842
E4500	6539.6953	7169.143	298.14	43.3525
E4750	6745.7221	7021.344	319.22	43.9904
E5000	6953.3974	6880.882	305.61	43.8042
E1000	3803.0285	9231.731	304.59	42.1814
E1250	3991.3551	9061.097	245.16	44.1867
E1500	4146.2018	8856.346	289.48	44.0270
E1750	4360.5094	8726.333	248.12	44.5551
E2000	4560.9358	8581.12	273.39	42.8963
E2250	4761.4603	8460.935	264.5	43.9889
E2500	4919.6573	8302.426	292.46	43.6226
E2750	5114.1048	8165.788	199.41	45.7939
B8000	5361.1741	8313.456	205.21	45.8864
B8250	5527.7779	8509.788	206.84	44.3983
B8500	5635.9593	8746.397	218.25	44.1744
B8750	5699.9979	9006.86	228.49	43.6377
B9000	5601.2039	9237.918	246.03	42.7379
B9250	5526.5823	9485.81	263.09	42.6654
B9550	5573.2771	9779.414	246.6762	42.6536
B9750	5559.7836	9979.745	262.56	42.3588
B10000	5543.2511	10224.293	295.25	40.6697
B10300	5516.9141	10519.081	330.0197	39.7553
B10500	5493.0232	10709.053	375.44	38.4715
B10750	5417.4163	10944.716	359.41	39.4401
B11000	5322.2638	11167.149	336.38	39.6116
B6750	4989.7811	7185.134	235.67	45.6344
B7000	5048.1528	7418.418	285.43	44.6273

Station	Easting	Northing	Elevation	CBA
B7250	5116.8544	7651.409	269.05	44.9725
C11000	8280.6026	1706.4	275.04	54.0496
C10750	8105.8793	1778.913	270.67	54.4987
C10500	7863.5283	1839.776	263.07	54.4977
C10250	7690.1217	1998.583	263.45	54.6120
C10000	7520.5268	2180.361	258.12	54.8469
C9750	7337.1269	2359.503	256.61	55.4391
C9500	7122.5917	2489.01	260.74	54.2914
C9250	6980.2285	2694.426	281.83	53.9253
C9000	6775.79	2627.506	280.38	53.7029
C8750	6565.983	2623.41	277.88	53.9621
C8500	6337.9829	2510.069	260.65	53.7362
C8250	6087.1851	2531.897	244.28	54.7676
C8000	5901.7835	2693.869	240.12	55.1772
C7750	5724.8105	2854.099	253.83	55.2925
C7500	5559.8045	3045.246	287.19	55.3150
C7250	5376.2152	3188.852	269.17	55.0893
C7000	5191.7535	3367.038	252.44	55.9226
C6750	4983.7805	3513.428	298.79	56.9975
C6450	4735.5835	3690.272	306.1083	56.0958
C6250	4566.8593	3809.826	369.39	57.5981
RY1	8468.2421	1478	271.18	54.2892
RY2	8719.2421	1505	286.95	53.9745
RY3	8850.2421	1945	279.59	54.1741
RY4	8909.2421	2249	281.56	53.8715
RY5	9019.2421	2509	289.42	53.4269
RY6	9135.2421	2704	297.3	52.6894
RY7	9440.2421	2699	295.61	52.9986
RY8	9481.2421	2995	304.74	52.9547
RY9	9772.2421	3115	305.41	51.9006

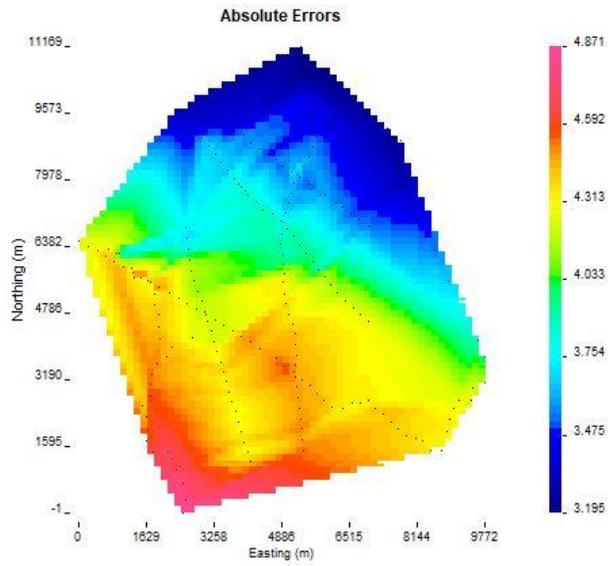
Station	Easting	Northing	Elevation	CBA
RY10	976.2421	6218	308.8	47.1415
RY11	9758.2421	3732	311.51	49.2355
RY12	9595.2421	4113	318.21	48.2238
C2250	1069.5814	5894.136	484.7	54.9435
C2000	853.0139	6019.654	457.42	55.2783
C1750	635.6732	6145.136	476.23	54.8092
C1500	438.0756	6259.219	447.59	53.8943
C1250	218.6022	6385.932	438.93	53.0679
C1000	0	6512.142	445.71	52.6436
RS1	6132.2421	9317	224.65	41.9330
RS2	6602.2421	9297	264.01	41.1802
RS3	6982.2421	9418	242.24	40.1796
RS4	7422.2421	9215	263.68	39.9759
RS5	7737.2421	8898	278.53	39.8982
RS6	7662.2421	8644	281.82	39.9471
RS7	7640.2421	8362	294.58	40.6070
RS8	7719.2421	8089	304.08	40.2274
RS9	7665.2421	7829	314.66	40.9171
RS10	7730.2421	7586	324.37	41.9617
C2500	1291.7852	5765.847	460.84	55.6479
C2750	1509.1633	5640.344	481.98	56.4034
C3000	1723.1786	5516.782	524.35	55.4411
C3250	1938.743	5392.326	516.91	56.0615
C3500	2167.7358	5260.117	474.42	54.3916
C3750	2395.4717	5128.633	468.84	53.5298
C4000	2616.3302	5001.121	460.07	53.3547
C4250	2835.5509	4874.553	484.39	52.0542
C4500	3053.3848	4748.787	473.54	52.5195
C4750	3273.2734	4621.834	486.2	52.0981
C5000	3489.3387	4497.089	516.54	52.5677

Station	Easting	Northing	Elevation	CBA
C5250	3702.6996	4367.169	525.46	52.5369
C5500	3912.613	4225.665	470.39	55.6566
C5750	4131.3177	4094.299	426.01	55.9631
C6000	4355.8225	3951.145	446.61	55.4050
D4000	3261.9614	4099.551	473.65	52.5238
D4250	3336.1115	3860.965	458.12	53.4249
D4500	3408.265	3617.481	429.32	53.7531
D4750	3481.5916	3380.127	379.83	54.7698
D5000	3553.4007	3139.249	409.68	53.8427
D5250	3625.3555	2899.23	427.83	54.0995
D5500	3697.9649	2655.348	417.69	53.6957
D5750	3768.1418	2418.003	444.3	53.3688
D6000	3840.411	2177.012	442.06	53.5241
D6250	3915.1845	1942.923	445.56	53.5731
D6500	3989.0207	1697.199	411.76	54.3665
D6750	4062.5181	1461.058	432.73	53.1806
D7000	4125.8427	1215.667	362.04	54.9955
D3750	3202.1995	4346.428	470.67	52.7056
D3500	3109.136	4583.165	464.55	53.1051
D3250	3036.8001	4826.335	476.83	52.2925
D3000	2948.0672	5061.712	488.48	51.9952
D2750	2856.6115	5303.448	488.96	51.1392
D2500	2765.609	5546.378	469.05	51.5299
D2250	2706.6863	5789.219	453.71	51.8267
D2000	2655.2476	6053.627	433.74	51.4107
D1750	2627.2774	6323.485	478.79	47.2645
D1500	2601.6815	6571.665	462.47	45.7590
D1250	2568.4427	6825.775	426	46.8536
D1000	2531.5567	7075.16	376.41	48.2461

Lampiran 2. Tampilan anomali pada perangkat lunak gm-data-viewer

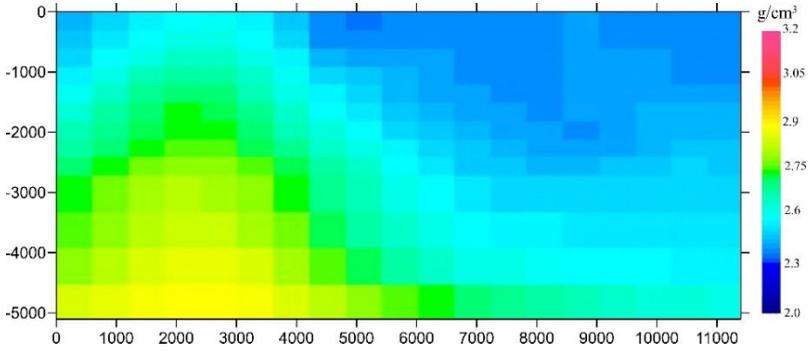


Gambar L.1 Tampilan sebelum diberikan standar deviasi

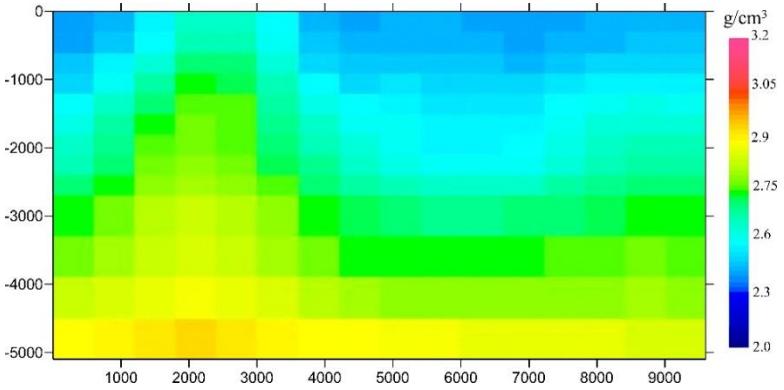


Gambar L.2 Tampilan setelah diberikan standar deviasi

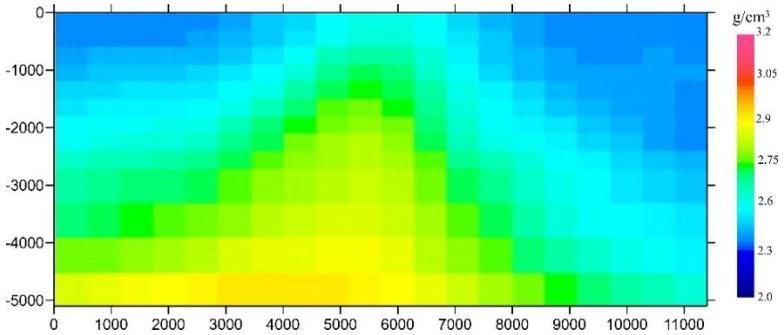
Lampiran 3. Tampilan model inversi 3D perarah



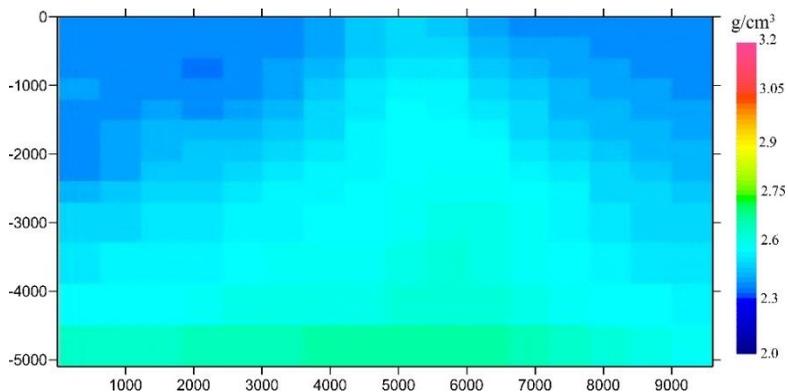
Gambar L.3 Tampilan dari arah timur



Gambar L.4 Tampilan dari arah selatan



Gambar L.5 Tampilan dari arah barat



Gambar L.6 Tampilan dari arah utara

BIODATA PENULIS



Penulis, yang bernama Jubilate Sihombing, lahir di Pardahanan Sira pada 29 Januari 1997 dan merupakan anak semata wayang Bapak Rajiun Sihombing dan Ibu Rosmery Siburian. Penulis menempuh pendidikan di SDN 173238 Pangaloan (2002-2008), SMPN 1 Pahae Jae (2008-2011) dan SMAN 2 Balige (2011-2014). Pada tahun 2014, penulis diterima di Departemen Teknik Geofisika Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya. Selama menjadi mahasiswa penulis aktif kegiatan organisasi, diantaranya Staff Departemen Olahraga Mahasiswa Bona Pasogit ITS (2015-2016), Staff Departemen Internal NHKBP Manyar (2015-2016), Staff Departemen Dalam Negeri Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika ITS (2016-2017), Staff Internal Department Society of Exploration Geophysicist ITS Student Chapter (2016-2017). Selain itu, penulis juga memiliki pengalaman melaksanakan kerja praktek di Sarulla Operation Ltd dan melaksanakan tugas akhir di Pusat Sumber Daya Mineral dan Panas Bumi.

Apabila ingin berdiskusi lebih dalam terkait Tugas Akhir atau hal yang lain, dapat menghubungi penulis melalui alamat email jubelnababan29@gmail.com atau jubilate14@mhs.geofisika.its.ac.id serta melalui nomor telepon +6285361596343. Sekian dan terima kasih.