



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF184838

**PEMODELAN 3D DATA GAYABERAT MENGGUNAKAN METODE
GEOSTATISTIKA UNTUK ANALISIS BAWAH PERMUKAAN
LAPANGAN PANAS BUMI “X”**

SUMITA KELISTA NURFI ASTANI
NRP. 03411640000013

Dosen Pembimbing
Anik Hilyah S.Si., M.T.
NIP. 1979 0813 2008 12 2002

M. Singgih Purwanto S.Si, M.T
NIP. 1980 0916 2009 12 1002

DEPERTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
FAKULTAS TEKNIK SIPIL, PERENCANAAN, DAN KEBUMIHAN
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2020



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF 184838

**PEMODELAN 3D DATA GAYABERAT MENGGUNAKAN
METODE GEOSTATISTIKA UNTUK ANALISIS BAWAH
PERMUKAAN LAPANGAN PANAS BUMI “X”**

SUMITA KELISTA NURFI ASTANI
NRP. 0341164000013

Dosen Pembimbing
Anik Hilyah S.Si, M.T
NIP. 19790813 200812 2 002

M. Singgih Purwanto S. Si, M.T
NIP. 19800916 200912 1002

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan, dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya
2020

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR

Dengan ini saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan Tugas Akhir saya dengan judul “Pemodelan 3D Data Gayaberat Menggunakan Metode Geostatistika untuk Analisis Bawah Permukaan Lapangan Panas Bumi “X” adalah benar-benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diizinkan 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.

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

Malang, 21 Juni 2020



Sumita Kelista Nurfi Astani

NRP. 03411640000013

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

HALAMAN PENGESAHAN

Tugas akhir ini diajukan oleh

Nama : Sumita Kelista Nurfi Astani
NRP : 0341164000013
Departemen : Teknik Geofisika
Judul Tugas Akhir : Pemodelan 3D Data Gayaberat Menggunakan Metode Geostatistika untuk Analisis Bawah Permukaan Lapangan Panas Bumi "X"

Telah berhasil dipertahankan dihadapan tim penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Departemen Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan dan Kebumihan, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.

Surabaya, 21 Juni 2020

1. 
.....
Anik Hilyah, S.Si., M.T. (Pembimbing I)
NIP. 1979 0813 2008 12 2002
2. 
.....
M Singgih Purwanto S.Si., M.T. (Pembimbing II)
NIP. 1980 0916 2009 12 1002
3. 
.....
Dr. Ir. Amien Widodo, M. Si (Penguji I)
NIP. 19591010 198803 1 001
4. 
.....
Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si. (Penguji II)
NIP. 19760123 200003 1 00 1



Menyetujui,
Sumita Kelista Nurfi Astani, Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan, dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

.....
Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si.

NIP. 19760123 200003 1 00 1

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

PEMODELAN 3D DATA GAYABERAT MENGGUNAKAN METODE GEOSTATISTIKA UNTUK ANALISIS BAWAH PERMUKAAN LAPANGAN PANAS BUMI X

Nama : Sumita Kelista Nurfi Astani
NRP : 03411640000013
Departemen : Teknik Geofisika
Dosen Pembimbing : 1. Anik Hilyah, S.Si., M.T.
2. M. Singih Purwanto S. Si, M.T

ABSTRAK

Lapangan panas bumi “X” merupakan salah satu daerah berpotensi panas bumi yang terletak di Provinsi Banten, yang ditandai oleh adanya manifestasi permukaan berupa air panas sebagai pengontrol struktur di daerah penelitian. Pola struktur yang berkembang di daerah penelitian yaitu berarah NE-SW. Cakupan pengukuran metode gayaberat dengan luas 8 km x 10 km dengan jumlah persebaran titik sebanyak 245 data. Tujuan dari penelitian ini yaitu, menganalisis bawah permukaan berdasarkan pemodelan 3 Dimensi dan 2 Dimensi data anomali residual. Data anomali residual diolah menggunakan *gridding* Kriging, dengan dilakukan analisis geostatistika yaitu pembuatan histogram dan variogram untuk mendapatkan hasil pemodelan 3 Dimensi lebih representatif. Didapatkan nilai anomali residual -9,5 mGal - 17,6 mGal, dengan nilai anomali rendah di bagian barat daya yang mengarah ke selatan dan diperkirakan berasosiasi dengan batuan terubahkan akibat panas. Anomali tinggi tersebar di baratdaya dengan *trend* ke timur laut yang diduduki oleh batuan andesit. Berdasarkan hasil pemodelan 3 Dimensi dari anomali residual, hasil *gridding* Kriging model *spherical* yang digunakan memiliki nilai error 3% dan nilai standard deviasi yang kecil. Hasil pemodelan 3 Dimensi memperlihatkan adanya batuan densitas rendah dan tinggi, densitas rendah dengan rentang nilai 2,1 – 2,3 gram/cm³ di kedalaman <1500meter diinterpretasi sebagai batuan yang berasosiasi dengan rekahan membentuk zona patahan yang mengontrol manifestasi permukaan. Densitas tinggi 2,75 – 2,9 gram/cm³ di kedalaman 250-2000meter, pada bagian baratdaya dan diinterpretasi batuan beku intrusif dan diduga sebagai sumber panas dari sistem panas bumi. Terdapat batuan dengan nilai densitas rendah di bagian timur laut didekat manifestasi yang diduga sebagai reservoir dengan kedalaman 500-1500meter. Berdasarkan hasil sayatan 2 Dimensi nilai densitas, diperkirakan adanya struktur patahan berupa graben yang mengontrol manifestasi air panas, sedangkan nilai densitas tinggi diperkirakan adanya intrusi batuan beku yang diperkirakan sebagai sumber panas manifestasi lapangan panas bumi ini.

Kata Kunci: anomali residual, densitas, geostatistika, gayaberat, panasbumi

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

GRAVITY 3D MODELLING USING GEOSTATISTICAL METHOD TO ANALYZE GEOTHERMAL FIELD X SUBSURFACE

Name : Sumita Kelista Nurfi Astani
Student ID : 0341164000013
Departement : Teknik Geofisika
Advisor I : 1. Anik Hilyah, S.Si., M.T.
Advisor II : 2. M. Singgih Purwanto S. Si, M.T

ABSTRACT

Geothermal field X is one of the geothermal prospect area which located in Banten Province. It is marked by the presence of land manifestation, which is a hot water spring as the structural control of research area. Structure pattern that developed in the research area is NE-SW. Coverage of the gravity method measurement is 8 km x 10 km with a total point distribution of 245 data. The purpose of this study is to analyze subsurface based on 3 dimensions modeling and 2 dimensions gravity's residual anomaly data. Geostatistical method used for residual anomaly data processing is Kriging method, which is making histograms and variograms to get the results of a more representative 3 Dimensional modeling. The residual anomaly was obtained to be -9.5 mGal - 17.6 mGal, with a low anomaly value in the southwest that continue to the south and it is estimated to be associated with heat-altered rocks. High anomalies are found in the southwest with a trend to the northeast which is occupied by andesite rocks. Based on the results of 3D modeling of residual anomalies, model resulted by using Spherical Kriging gridding method have an error value of 3% and small standard deviation value. The results of 3D modeling show the presence of low and high density rocks. Low density with range values of 2.1 to 2.3 gram/cm³ at depth <1500 meters interpreted as rocks associated with fractures to form fault zones that control surface manifestations. High density 2.75 - 2.9 gram / cm³ at depths of 250-2000 meters, in the southwest and interpreted as intrusive igneous rock and thought to be a source of heat from the geothermal system. There is a low density batuan in the northeastern of reasearch area, near manifestation, which is suspected as a reservoir with the depth of 500-1500 meters. Based on 2-dimensional incision of the density value, there are estimated to have a fault structure in the form of a graben that controls the manifestation of hot water, while the high density value is estimated to be the presence of igneous intrusion which is estimated as a heat source for the manifestation of this geothermal field.

Keyword: Density, Geostatistics, Geothermal, Gravity, Residual Anomaly

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

KATA PENGANTAR

Puji syukur kepada Allah SWT karena atas rahmat-Nya laporan Tugas Akhir yang berjudul “Pemodelan 3D Data Gayabarat Menggunakan Metode Geostatistika untuk Analisis Bawah Permukaan Lapangan Panas Bumi X” ini dapat terselesaikan. Pelaksanaan dan penyusunan Laporan Kerja Praktik ini dapat terlaksanakan dengan baik tanpa bimbingan, bantuan, dan dukungan berbagai pihak. Pada kesempatan ini, penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Ayah, Ibu, Adik, dan semua keluarga yang memberikan dukungan moril maupun materi selama penulis menjalani Tugas Akhir ini.
2. Ibu Anik Hilyah dan Bapak Singih selaku pembimbing di perguruan tinggi yang telah meluangkan banyak waktu untuk memberikan bimbingan dan arahan kepada penulis.
3. Bapak Reza dan Ibu dewi Sumber Daya Mineral Batu Bara dan Panas Bumi (PSDMBP) selaku pembimbing di perusahaan yang senantiasa memberikan pengetahuan, pengalaman dan masukan bagi penulis selama melaksanakan tugas akhir di perusahaan.
4. Eka Haris S, S.T selaku teman berdiskusi dan membantu menyelesaikan Tugas Akhir.
5. Mar'atus Salimah, Bagoes Idcha, dan Farhan Agoel selaku teman satu tim Tugas Akhir yang telah saling memberikan semangat dan bekerja sama selama pengerjaan Tugas Akhir.
6. Teman-teman cutie pie yang selalu mensupport dan memberikan solusi dikala penulis menyelesaikan laporan ini.
7. Nazil, Sukma, Essa selaku teman berkeluh kesah dan telah berbesar hati memberikan tempat penulis dalam menyelesaikan Tugas Akhir ini
8. Teman-teman TG05 atas dukungan dan bantuannya
9. Semua pihak yang tidak dapat dituliskan satu per satu oleh penulis, terima kasih banyak atas doa dan dukungannya.

Penulis menyadari bahwa penelitian tugas akhir ini masih memiliki banyak kekurangan. Penulis mengharapkan adanya kritik, saran maupun diskusi yang bersifat membangun, sehingga penelitian ini semakin membawa manfaat bagi penulis maupun bagi pembaca.

Malang, 21 Juni 2020

Penulis

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

DAFTAR ISI

HALAMAN PENGESAHAN	i
ABSTRAK	iii
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR	vii
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR GAMBAR	xi
DAFTAR TABEL	xiii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan Masalah	2
1.3 Batasan Masalah.....	2
1.4 Tujuan.....	2
1.5 Manfaat.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	5
2.1 Dasar Teori	5
2.1.1 Geologi Regional	5
2.1.2 Metode Gayaberat	15
2.2 Penelitian Terdahulu.....	31
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	35
3.1 Data dan Lokasi Daerah Penelitian.....	35
3.2 Diagram Alir Penelitian	36
3.2.1 Persiapan Data	38
3.2.2 Koreksi Data Gayaberat.....	38
3.2.3 Pemisahan Anomali Bouguer Regional dan Residual	39
3.2.4 Analisis Geostatistika Anomali Residual.....	41
3.2.5 Pemodelan 3 Dimensi.....	42
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	47
4.1 Estimasi Densitas Batuan.....	47
4.2 Anomali Bouguer Lengkap.....	48
4.3 Anomali Regional.....	50
4.4 Anomali Residual	51
4.5 Analisis Geostatistika	53
4.6 Pemodelan Inversi 3 Dimensi.....	57
4.7 Interpretasi Hasil Inversi 3 Dimensi	59
4.8 Pembuatan Sayatan 2 Dimensi	62
4.9 Interpretasi Hasil Sayatan 2D.....	64
BAB V SIMPULAN DAN SARAN	67
5.1 Kesimpulan	67
5.2 Saran.....	68
DAFTAR PUSTAKA	69
BIOGRAFI PENULIS	73

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1	Peta Geologi Lokal Daerah Penelitian (modifikasi Tim Survei Terpadu PSDMBP, 2006).....	5
Gambar 2.2	Pembagian zona fisiografi Jawa Barat (1949).(Van Bemmelen, 1949).....	7
Gambar 2.3	Stratigrafi Daerah Penelitian (Tim Survei Terpadu PSDMBP, 2006).....	11
Gambar 2.4	Model Konseptual Sederhana Sistem Panasbumi (Pramadhani dkk, 2013)	14
Gambar 2.5	Ilustrasi dua benda tertarik satu sama lain dengan gaya gravitasi F_g sebanding dengan produk massa mereka m_1 dan m_2 dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak r antara pusat-pusat massa (Hinze dkk., 2013).....	15
Gambar 2.6	Pendekatan Orde Polinomial untuk Mendapatkan Pendekatan Komponen Regional dengan Distorsi Minimum (Haerudin dan Karyanto, 2012).....	23
Gambar 2.7	Komponen variogram (Bodaghabadi, 2018).....	28
Gambar 2.8	Model 3D distribusi densitas daerah penelitian (Sihombing,2018).	32
Gambar 2.9	Analisis model 3D distribusi densitas (Parapat,2018).	32
Gambar 2.10	Model 3D data resistivitas hasil interpolasi Kriging (Salsabila,2019).	33
Gambar 2.11	Penampang model tahanan jenis (Suhanto dkk, 2006).	34
Gambar 2.12	Penampang struktur tahanan jenis head-on (Suhanto,2006). ..	34
Gambar 3.1	Peta titik pengukuran metode Gayabarat (modifikasi Tim Survei Terpadu PSDMBP, 2006).....	35
Gambar 3.2	Diagram alir Penelitian.....	37
Gambar 3.3	Parameter yang digunakan untuk Menganalisis Trend Permukaan menggunakan Polynomial Orde-2. (a) merupakan proses pemilihan <i>curva fitting</i> dan orde yang digunakan (b) proses yang digunakan untuk menyamakan range data <i>input</i> supaya normal (c) hasil koefisien-koefisien polinomial dari inversi.....	40
Gambar 3.4	Nilai Anomali Residual Kurva Fitting setelah dikurangi anomali Bouguer terhadap anomali regional.	41
Gambar 3.5	Pembuatan <i>input data</i> pada <i>Software Surfer</i> dari Hasil <i>Gridding</i>	43

Gambar 3. 6	(a) dan (b) memasukan <i>input</i> parameter model awal pada <i>software Grablox 1.6</i> (c) Mode inversi yang digunakan pada saat <i>run</i> pemodelan dan dilakukan secara berurutan.	44
Gambar 4. 1	Peta Anomali Bouguer Daerah Penelitian yang di <i>overlay</i> dengan Peta Geologi Lokal.....	49
Gambar 4. 2	Peta Anomali Regional Daerah Penelitian.....	50
Gambar 4. 3	Peta Anomali Residual Daerah Penelitian	53
Gambar 4. 4	Histogram Nilai Persebaran Anomali Residual.....	54
Gambar 4. 5	Pembuatan parameter <i>model variogram</i> hingga kurva berwarna biru <i>fit</i> dengan data.....	56
Gambar 4. 6	Inisial Model Awal dalam Pemodelan 3 Dimensi	59
Gambar 4.7	Hasil Pemodelan 3 Dimensi Persebaran Nilai Densitas Daerah Penelitian.....	60
Gambar 4. 8	Hasil Interpretasi Model 3 Dimensi Daerah Interest	62
Gambar 4. 9	Peta Posisi Lintasan Sayatan Daerah Penelitian.....	63
Gambar 4. 10	Peta Penampang 2 Dimensi Lintasan A-A'	64

DAFTAR TABEL

Tabel 2. 1	Nilai densitas batuan Telford 1990(W. M. Telford dkk., 1990). Nilai densitas yang berada di dalam garis merah merupakan densitas daerah penelitian.	21
Tabel 4.1	Contoh Densitas Batuan Daerah Penelitian Hasil Analisis Laboratorium (Tim Survei Terpadu ESDM, 2006).....	47
Tabel 4. 2	Parameter Statistik Histogram Data Anomali Residual	55

HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Tektonik kepulauan Indonesia berpengaruh pada struktur geologi di daerah Jawa bagian Barat. Berdasarkan rekonstruksi geodinamika (Hamilton, 1979), subduksi lempeng Australia ke bawah lempeng Eurasia yang aktif pada Eosen menunjukkan bahwa, lapangan penelitian ini didominasi oleh batuan vulkanik tersier. Pola struktur yang berkembang pada daerah penelitian, yaitu pola Meratus yang diwakili oleh sesar Cimandiri berarah timurlaut-baratdaya (NE-SW). Keberadaan struktur tersebut dimanifestasikan dengan adanya mata air panas. Manifestasi di daerah penelitian merupakan sumber panas pada sistem panas bumi yang diperkirakan berasal dari sisa panas yang berupa kubah vulkanik. Identifikasi sistem panas bumi dapat dilakukan dengan survei geofisika. Survei geofisika dilakukan untuk menduga struktur bawah permukaan bumi dengan pendekatan persamaan fisis dan matematis (Sihombing, 2018). Salah satu metode geofisika yang digunakan dalam eksplorasi panas bumi adalah metode gaya berat.

Metode gayaberat dapat digunakan dalam penyelidikan panas bumi karena metode ini dapat memperlihatkan persebaran daerah panas yang dapat diindikasikan sebagai sumber panas (Sugianto dan Rahadinata, 2015). Metode gaya berat memiliki suatu kelebihan untuk survei awal karena dapat memberikan informasi yang cukup detail tentang struktur geologi dari kontras densitas batuan. Metode gayaberat secara efektif dapat menunjukkan variasi densitas dan struktur bawah permukaan dangkal pada daerah vulkanik (Ndombi, 1981). Penelitian yang pernah dilakukan oleh Banu (2013) yaitu pemodelan dan analisis struktur daerah panas bumi untuk mengetahui, struktur, reservoir, dan *heat source*. Dilakukan penafsiran struktur bawah permukaan berdasarkan model 3D dari anomali residual dan didapatkan nilai densitas tertentu yang diinterpretasi sebagai reservoir. Densitas rendah diinterpretasikan patahan yang mengontrol manifestasi permukaan, dan densitas tinggi diinterpretasikan sebagai batuan beku yang diduga sebagai sumber panas bumi (Sihombing, 2018). Pemodelan 3D yang biasa dilakukan adalah pemodelan inversi, tetapi pada pemodelan inversi data gayaberat memiliki solusi tidak unik dan memiliki ambiguitas yang tinggi dalam pemodelan. Untuk mengoptimalkan pemodelan 3D maka dilakukan pendekatan melalui geostatistika.

Metode geostatistika memiliki konsep interpolasi untuk menentukan *trend* kemenerusan data, dengan menganalisis parameter histogram untuk mendapatkan distribusi data dan analisis parameter variogram (Salsabila, 2019). Hasil dari parameter geostatistika tersebut, dilakukan interpolasi kriging yang dapat menghasilkan sebuah model 3D gayaberat. Pemodelan gayaberat 3D diharapkan dapat menggambarkan model lebih representatif dengan kondisi bawah permukaan bumi dibandingkan dengan hasil inversi tanpa analisis

geostatistika. Pada penelitian sebelumnya dilakukan oleh Salsabila (2019), interpolasi Kriging yang dapat menghasilkan sebuah model 3D resistivitas. Model 3D yang dihasilkan lebih representatif dengan kondisi bawah permukaan bumi dibandingkan dengan hasil inversi pengolahan data resistivitas. Penelitian analisis Kriging pada data gayaberat juga dilakukan oleh JJ Nguimbous *et al*-Kouh (2018) dengan menggunakan data baru kemudian dilakukan pemodelan 3D untuk mengevaluasi hasil dari data yang telah diinterpolasi. Interpolasi pada metode kriging menghasilkan data baru dengan grid teratur dan struktur yang terlihat lebih baik sesuai dengan struktur geologi daerah penelitian (Njandjock Nouck dkk., 2013). Berdasarkan latar belakang tersebut, penelitian ini bertujuan memperoleh model 3 Dimensi kondisi bawah permukaan menggunakan metode geostatistik data anomali gayaberat dengan *gridding* Kriging. Hasil model 3D data gayaberat diinterpretasi dan dianalisis bersama dengan model 2D untuk menghasilkan struktur bawah permukaan sesuai dengan geologi penelitian

1.2 Rumusan Masalah

Permasalahan dalam penelitian ini antara lain:

1. Bagaimana kondisi geologi bawah permukaan Lapangan Panas Bumi X berdasarkan interpretasi data anomali residual?
2. Bagaimana nilai distribusi densitas dari pemodelan 2D dan 3D pada daerah penelitian berdasarkan data gayaberat?
3. Bagaimana model bawah permukaan secara 3D yang dihasilkan metode geostatistik Kriging?

1.3 Batasan Masalah

Batasan pembahasan penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Data gaya berat dan pendukung geologi yang digunakan merupakan data sekunder
2. Pemisahan anomali regional dan residual menggunakan filter *Trend Surface Analysis* (TSA) Polinomial Orde-2
3. Nilai ketinggian yang digunakan dalam koreksi udara bebas data gayaberat berasal dari pengukuran gayaberat pada daerah penelitian

1.4 Tujuan

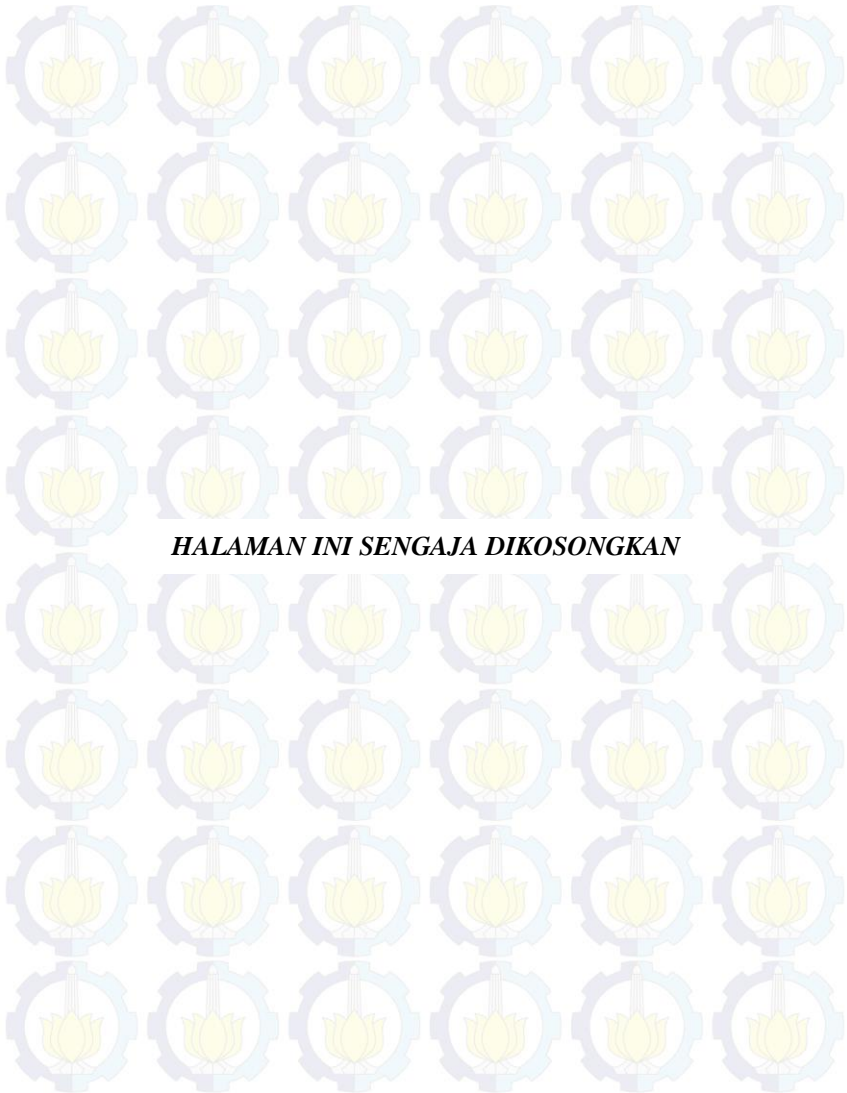
Tujuan dari penelitian ini antara lain:

1. Menentukan kondisi geologi bawah permukaan daerah penelitian berdasarkan interpretasi data anomali residual.
2. Menentukan nilai distribusi densitas dari pemodelan 2D dan 3D pada daerah penelitian.
3. Menentukan model bawah permukaan secara 3D yang dihasilkan metode geostatistik Kriging

1.5 Manfaat

Manfaat dari penelitian ini antara lain:

1. Memperkuat kemampuan berpikir dan memecahkan masalah studi cara pemodelan 3D metode gayaberat menggunakan konsep geostatistika.
2. Penelitian akan dijadikan laporan pengolahan data dan memberikan referensi kepada penelitian selanjutnya mengenai pemodelan data gayaberat dengan metode geostatistika
3. Penelitian ini dapat dijadikan acuan dalam pemodelan 3D gayaberat, untuk pemilihan metode geostatistika yang sesuai dengan kebutuhan



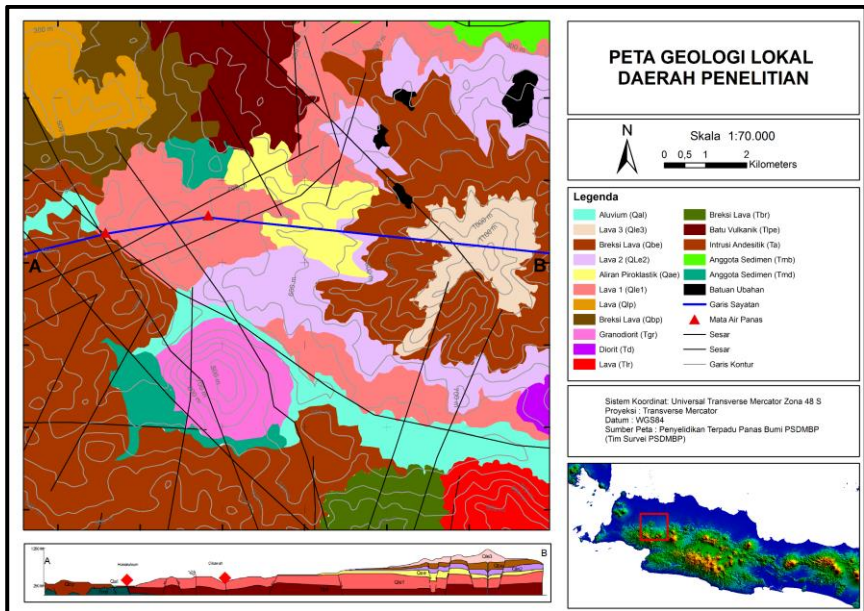
HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Dasar Teori

2.1.1 Geologi Regional

Tatanan tektonik di Indonesia memiliki tatanan yang kompleks, hal ini dikarenakan Indonesia merupakan titik pertemuan dari beberapa lempeng tektonik. Indonesia terletak di antara dua lempeng benua yaitu lempeng Eurasia dan juga lempeng Australia. Indonesia juga terletak di antara dua lempeng samudera yaitu lempeng laut Filipina dan lempeng Pasifik. Magmatisme di Pulau Jawa dan Sumatera merupakan akibat dari subduksi Kenozoik ke utara Lempeng Indonesia-Australia serta ke barat Lempeng Pasifik yang menunjam di bawah Lempeng Eurasia yang bergerak sekitar 7 cm/tahun. Sistem busur magmatik dibagi menjadi dua segmen, yaitu Busur Sunda dan Busur Banda (Hamilton, 1979). Sebagian besar gunung api aktif di Pulau Jawa adalah gunung api strato yang terdapat memanjang di bagian tengah pulau. Komposisi batuan dominan adalah *highalumina* basalt dan andesit piroksen (Hamilton, 1979).



Gambar 2. 1 Peta Geologi Lokal Daerah Penelitian (modifikasi Tim Survei Terpadu PSDMBP, 2006)

Pada lembar Leuwidamar peta geologi regional daerah penelitian termasuk ke dalam Formasi Batuan Gunungapi (Qpv) yang terdiri dari batuan breksi gunungapi, lava, dan tuf. Secara geologi daerah ini disusun oleh batuan sedimen Tersier yang terlipat dan tersesarkan. Struktur regional Jawa Barat dipengaruhi oleh interaksi tumbukan antara Lempeng India-Australia dengan Lempeng Eurasia. Akibat tumbukan dua lempeng ini, di Jawa Barat berkembang sejumlah struktur sesar yang dapat dikelompokkan menjadi 4, yaitu sesar berarah utara-selatan, barat laut - tenggara, timur laut-barat daya dan barat-timur. Sesar utara-selatan yang dikelompokkan ke dalam Pola Sunda, merupakan sesar paling tua dan pembentuk cekungan Paleogen di Jawa Barat. Sistem tegasan Pola Sunda dipengaruhi oleh tektonik transtensional dan secara keseluruhan membentuk pola struktur *negative flower structure*. Perubahan tektonik di Jawa Barat berlangsung pada periode Plio-Plistosen. Pada saat itu sistem tegasan dipengaruhi oleh tektonik kompresi yang menghasilkan struktur lipatan anjakan berarah barat-timur (Pola Jawa). Pada periode tektonik yang sama terbentuk sejumlah sesar mendatar berarah barat laut tenggara (Pola Sumatra) dan timurlaut-baratdaya (Pola Meratus).

2.1.1.1 Fisiografi Regional

Fisiografi Jawa Barat memiliki karakteristik geologi yang terdiri dari pedataran alluvial, perbukitan lipatan dan gunungapi. (Van Bemmelen, 1949) membagi Jawa Barat menjadi lima zona fisiografi yaitu Dataran Rendah Pantai Jakarta, Zona Bandung, Zona Bogor, Pegunungan Bayah dan Pegunungan Selatan.

a. Zona Dataran Pantai Jakarta atau Zona Dataran Aluvial Jawa Utara

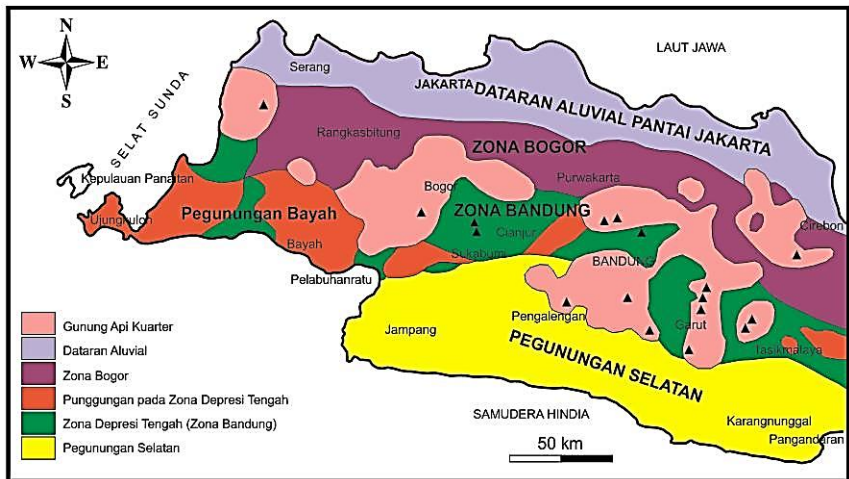
Zona Pantai utara terletak di tepi laut Jawa yang terbentang mulai dari Serang hingga ke Cirebon. Zona ini sebagian besar ditutupi oleh endapan alluvial dan endapan lahar dari Gunung Tangkuban Perahu, Gunung Gede dan Gunung Pangrango dalam bentuk vulkanik alluvia fan atau disebut endapan kipas alluvial.

b. Zona Bogor

Zona ini membentang mulai dari Rangkasbitung melalui Bogor, Purwakarta, Subang, Sumedang, Kuningan dan Majalengka. Zona Bogor merupakan daerah perbukitan lipatan yang terbentuk dari batuan sedimen tersier laut dalam membentuk suatu antiklorium. Pada zona ini terbentuk patahan lembang dan pengangkatan pegunungan selatan. Batuan yang menyusun zona Bogor ini merupakan batuan sedimen yang terlipat kuat berumur Neogen dan batuan terobosan.

c. Zona Bandung

Zona Bandung membentang mulai dari Teluk Pelabuhan Ratu melalui dataran tinggi Cianjur, Bandung, Garut hingga Lembah Sungai Citanduy dan berakhir di Segara Anakan Pantai Jawa Tengah. Zona ini merupakan suatu depresi diantara jalur Pegunungan Timur-Barat, memiliki struktur bagian atas dari geantiklin Jawa yang mengalami sesar normal selama atau setelah pengangkatannya pada Tersier Akhir. Di bagian utara dan selatan dibatasi oleh deretan gunungapi. Zona ini sebagian besar ditutupi oleh endapan gunungapi Kuarter, akan tetapi di beberapa tempat masih dijumpai endapan Tersier. Zona Bandung dianggap sebagai puncak geantiklin Jawa Barat yang kemudian runtuh setelah pengangkatan dan diisi oleh endapan gunungapi muda. Karakteristik dari zona Bandung yaitu banyak memiliki gunungapi baik yang sudah tidak aktif yang masih ditandai dengan fumarol dan solfatara. Zona Bandung terisi oleh endapan vulkanik muda dan alluvial.



Gambar 2. 2 Pembagian zona fisiografi Jawa Barat (1949).(Van Bemmelen, 1949)

d. Zona Pegunungan Selatan

Zona pegunungan selatan telah mengalami pelipatan dan pengangkatan pada zaman Miosen. Pegunungan selatan terbentang mulai dari teluk Pelabuhan Ratu sampai Pulau Nusakambangan. Zona Pegunungan Selatan merupakan dataran tinggi (plato) yang berbentuk segitiga dengan puncaknya di sekitar Bandung dan memanjang dari barat ke timur, mulai dari Pangandaran bagian barat sampai ke Nusa Kambangan bagian timur.

Secara keseluruhan zona ini merupakan suatu geoantiklin yang landai dan telah miring beberapa derajat ke arah Selatan. Adanya pengangkatan yang terus menerus mengakibatkan terjadinya kembali lembah-lembah yang dalam dan sempit. Van Bemmelen menyimpulkan bahwa tidak semua daerah Pegunungan Selatan Jawa Barat tenggelam sewaktu transgresi pada kala Miosen Atas (saat seri Bentang diendapkan). Pembentukan morfologinya dipengaruhi oleh proses geologi selama proses pembentukan, perbedaan sifat kekerasan dan jenis batuan serta struktur geologinya.

e. Zona Pegunungan Bayah

Zona ini terletak di Pantai Selatan Jawa Barat sebelah barat yang berbatasan dengan Zona Bandung dan Zona Pegunungan Selatan. Pegunungan Bayah (Eosen) yang terjadi akibat bagian selatan yang terlipat kuat, bagian tengah terdiri atas batuan andesit tua dan bagian utara merupakan daerah peralihan dengan zona Bogor.

Proses tektonik lempeng, pada zaman Tersier Jawa Barat Utara merupakan suatu cekungan belakang busur (foreland basin) dan busur magmatik (magmatic arcs) di bagian selatannya (Hamilton, 1979). Daerah penelitian merupakan bagian dari busur magmatic (magmatic arc). Busur magmatik telah mengalami migrasi ke arah selatan sejak Zaman Kapur Atas, Miosen sampai Kuartar (Hamilton, 1979). Berdasarkan pembagian zona fisiografi Jawa Barat, maka daerah penelitian secara regional termasuk ke dalam Pegunungan Bayah.

2.1.1.2 Stratigrafi Regional

Berdasarkan lembar Leuwidamar (Sujatmiko, 1992), batuan yang tersingkap berumur Eosen hingga Resen, terbagi atas batuan sedimen, batuan gunung api, batuan terobosan dan batuan metamorf. Berdasarkan jalur sedimentasinya daerah penelitian ini memiliki stratigrafi, jalur sedimentasi utara, jalur erupsi tengah, dan jalur sedimentasi selatan. Jalur utara terdiri dari batuan sedimen Formasi Cimapag, Formasi Sareweh dan Formasi Badui berumur Miosen Bawah hingga Tengah, jalur ini mengalami perlipatan lemah dan diterobos oleh intrusi berkomposisi dioritik. Jalur erupsi tengah didominasi oleh Formasi Cikotok yang beriterkalasi dengan Formasi Bayah, Formasi Cijengkol, dan Formasi Citarate. Jalur sedimentasi selatan dicirikan oleh adanya endapan sedimen Formasi Bayah, Formasi Cijengkol, dan Formasi Citarate berumur Eosen sampai Miosen, daerah ini mengalami perlipatan kuat yang diikuti oleh pembentukan sesar-sesar naik dan mendarat.

Stratigrafi daerah lokasi penelitian disusun berdasarkan hubungan relatif antara masing-masing satuan/unit batuan. Penamaannya didasarkan kepada pusat erupsi, mekanisme dan genesa pembentukan batuan. Hasil penyelidikan lapangan, batuan di daerah ini dikelompokkan menjadi 16 satuan. Urutan dari tua ke muda adalah Satuan Anggota Sedimen Badui (Tmd), Anggota Sedimen Bojongmanik (Tmb), Intrusi Andesitik (Ta), Batuan Vulkanik (Tlpe), Breksi lava

G. Kendeng (Tbr), Lava G. Pilangranai (Tlr), Diorit (Td), Granodiorit (Tgr), Breksi Lava G. Pilar (Qbp), Lava G. Pilar (Qlp), lava-1 (Qle1), Aliran Piroklastik (Qae), Lava-2 (Qle-2), Breksi lava (Qbe), Lava-3 (Qle3), dan Aluvium (Qal). Secara umum tatanan stratigrafi regional daerah panas bumi Gunung Endut sebagai berikut:

a. Satuan Anggota Sedimen Badui (Tmd)

Satuan ini tersingkap baik di daerah Karang dan Cilunglum, bagian tengah daerah penyelidikan terutama pada sungai Cilunglum. Satuan batuan ini tersusun atas batu lempung coklat kehitaman, dan batu gamping, setempat ditemukan serpih. Batuan lempung berwarna coklat kehitaman dan sebagian lapuk berwarna coklat kemerahan, berukuran butir lempung yang secara regional oleh peneliti terdahulu dikelompokkan ke dalam Formasi Badui (Tmd) yang berumur akhir Miosen tengah. Batuan tertua yang tersingkap di daerah penyelidikan ini luasnya $\pm 2,5\%$ dari luas daerah penyelidikan. Formasi ini tertindih selaras oleh Formasi Bojongmanik dan takselaras oleh Formasi Cimanceuri atau batuan gunungapi yang berumur Kuarter. Tuf Citorek (Tpv), berumur Pliosen Tuf selaras di atas Formasi Cimanceuri.

b. Satuan Anggota Sedimen Bojongmanik (Tmb)

Satuan anggota sedimen bojongmanik (Tmb), dapat diamati dengan baik di bagian timurlaut daerah penyelidikan, daerah Cipunglu, Ciblik, dan Cikeris. Batuan tersebut meliputi luas $\pm 1,4\%$ dari wilayah daerah penyelidikan. Batuan ini menindih selaras satuan anggota sedimen badui (Tmd). Satuan batuan ini tersusun atas batu lempung bersisipan napal, dan batu gamping. Batu lempung berwarna abu-abu terang dan sebagian lapuk berwarna coklat, berukuran butir lempung yang secara regional oleh peneliti terdahulu dikelompokkan ke dalam Formasi Bojongmanik (Tmb), berumur Miosen Tengah- Miosen Akhir.

c. Satuan Intrusi Andesitik (Ta)

Satuan batuan ini tersusun atas batuan intrusi andesitik. Umur satuan ini lebih muda dari satuan Anggota Sedimen Bojongmanik (Tmb) diperkirakan Miosen Tengah sampai Miosen Atas.

d. Satuan Batuan Vulkanik (Tlpe)

Batuannya berupa lava andesitik yang sebagian besar sudah terlapukkan dengan ciri struktur mengulit bawah. Umur satuan lava ini diperkirakan Miosen Atas hingga Pliosen Bawah.

e. Satuan Breksi (Tbr)

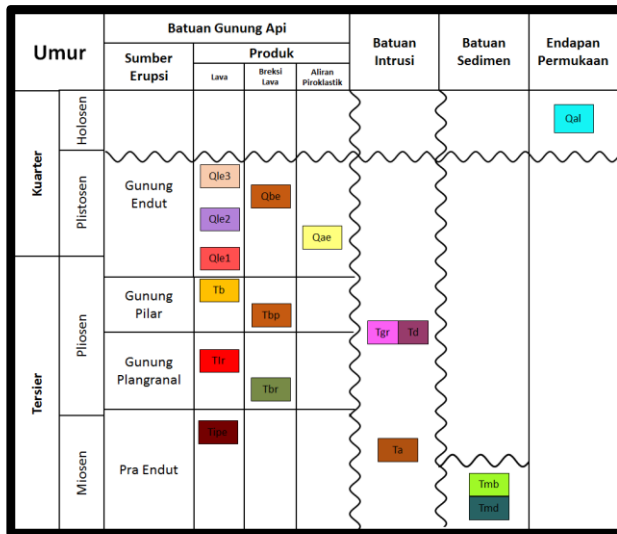
Batuannya berupa breksi lava andesitik dan umurnya diperkirakan pada saat Pliosen Bawah.

f. Satuan Lava (Tlr)

Batuannya berupa lava andesitik dengan umur satuan ini diperkirakan adalah Pliosen bawah.

- g. Satuan Diorit (Td)
Satuan Diorit merupakan tubuh intrusi dioritik berumur Tersier. Umur batuan diorite diperkirakan adalah Pliosen Bawah.
- h. Satuan Granodiorit (Tgr)
Satuan granodiorite (Tgr) merupakan tubuh intrusi yang masih berumur Tersier. Umur batuan ini diperkirakan adalah Pliosen Bawah.
- i. Satuan Breksi Lava G. Pilar (Qbp)
Satuan breksi memiliki batuan breksi lava andesitik, dengan perkiraan umur Pliosen Bawah dan Pliosen Atas.
- j. Satuan Aliran Piroklastik G. Endut (Qae)
Satuan aliran piroklastik Gunung Endut (Qae) berupa endapan hasil erupsi Gunung daerah penelitian. Komposisi batumannya berupa aliran abu tuf dari lava Gunung. Umur aliran piroklastik ini diperkirakan Plistosen Bawah.
- k. Aluvium (Qal)
Batuan alluvium tersingkap di sungai-sungai utama. Batumannya berupa gravel, pasir, kerikil, kerakal, bongkah-bongkah dan lumpur hasil erosi, banjir bandang, longoran yang berasal dari batuan yang ada sebelumnya. Satuan ini umumnya termuda dan berada di permukaan, kontak dengan batuan lainnya berupa ketidakselarasan.
- l. Formasi Cimapag
Formasi Cimapag berumur akhir Miosen Awal. Formasi ini terdiri atas breksi tau konglomerat, terendapkan pada lingkungan laut-darat. Anggota batugamping dicirikan oleh sisipan batugamping pada bagian bawah formasi. Anggota batulempung dicirikan oleh sisipan tipis sedimen klastika halus tufan di bagian atas formasi. Menindih ridak selaras satuan batuan yang lebih tua (Tmc), berumur Miosen Awal bagian akhir.
- m. Anggota Batulempung (Tms)
Umurnya Miosen Tengah berdasarkan kedudukannya yang selaras di atas Anggota Batugamping Formasi Sareweh dan tertindih selaras oleh Formasi Badui yang berumur Miosen Tengah - Miosen Akhir
- n. Formasi Badui (Tmd),
Formasi ini tertindih selaras oleh Formasi Bojongmanik dan takselaras oleh Formasi Cimanceuri atau batuan gunungapi yang berumur Kuarter. Tuf Citorek (Tpv), berumur Pliosen Tuf selaras di atas Formasi Cimanceuri. Formasi ini mempunyai anggota batugamping yang bercirikan perselingan batugamping dengan batulempung dan napal.
- o. Batuan gunungapi (Qpv)

Terdiri Breksi gunungapi, lava, dan tuf berumur Plistosen dan terendapkan pada lingkungan darat: dan diduga bersumber dari G. Endut untuk daerah barat.



Gambar 2. 3 Stratigrafi Daerah Penelitian (Tim Survei Terpadu PSDMBP, 2006)

2.1.1.3 Sejarah Geologi

Tektonik Jawa Barat pada Zaman Tersier merupakan suatu cekungan belakang busur (foreland basin) dan busur magmatic (magmatic arc) di bagian selatan. Selanjutnya busur magmatik ini mengalami migrasi ke arah selatan hingga Kuarter. Sehingga menyebabkan terjadinya pembentukan struktur yang cukup komplit. Pembentukan struktur geologi Jawa Barat terjadi akibat pengaruh aktifitas tumbukan lempeng Hindia-Australia dengan lempeng Eurasia yang berlangsung sejak Zaman Kapur hingga sekarang. Jalur subduksi di Jawa Barat realitf berarah barat-timur. Posisi tumbukan ini menghasilkan sistem tegasan (gaya) berarah utara-selatan. Akibat dari sistem tegasan ini, batuan sedimen Tersier di Jawa mengalami proses perlipatan dengan sumbu lipatannya berarah barat-timur yang dikelompokkan sebagai Pola Jawa. Data struktur kekar, struktur lipatan, dan struktur sesar menunjukkan bahwa rezim tegasan di daerah penelitian didominasi oleh sistem tegasan yang membentuk sesar-sesar normal dan mendatar (Filayati dkk., 2018). Arah pola struktur utara-selatan biasa disebut Pola Sunda yang terbentuk pada Awal Tersier merupakan sesar normal yang

membentuk graben dan half graben (Haryanto dkk., 2017). Pola struktur ini merupakan sesar pada batuan dasar. Evolusi tektonik dan struktur regional Blok Banten Selatan diperkirakan mulai dari Oligosen – Miosen hingga Plistosen Tengah (Sujatmiko, 1992).

Secara umum struktur yang ada pada daerah penelitian berarah barat-timur, utara-selatan dan timur laut-barat daya. Pada beberapa tempat terdapat intrusi batuan beku seperti, diorite, diasit dan andesit. Struktur yang berkembang di daerah penelitian umumnya adalah sesar mendatar, sesar normal, dan sesar naik. Untuk sesar mendatar arahnya relatif utara – selatan dan baratdaya – timurlaut. Sesar normal pola dominannya berarah utara – selatan. Sedangkan sesar naik hanya berkembang di batuan yang berumur tua yaitu Eosen dan Oligosen yang polanya berarah barat – timur akibat adanya gaya kompresional yang berarah utara – selatan (Filayati dkk., 2018).

Pada Zaman Eosen, daerah bagian selatan diduga merupakan cekungan laut dan sebagian darat, yang didalam cekungan tersebut diendapkan Formasi Bayah. Evolusi tektonik dan struktur diperkirakan dimulai dari Oligo-Miosen hingga Plistosen Tengah. Struktur yang terbentuk terdiri dari berbagai jenis sesar dan lipatan. Sumbu lipatan dan lipatan busur berarah timur-barat, barat laut – tenggara dan timur laut-barat daya. Jurus sesar berarah utara-selatan, barat-timur, tenggara-barat laut dan timur laut – barat daya. Pada zaman pliosen akhir hingga pliosen tengah, terjadi orogenesis yang menyebabkan terjadinya perlipatan dengan arah Timur – Barat dan Timur Laut – Barat Daya, sesar turun, sesar geser dengan arah Utara-Selatan, Timur Laut – Barat Daya.

Struktur Geologi yang terjadi di daerah panas bumi daerah penelitian dimanifestasikan dengan adanya kelurusan bukit (lineament), kerucut gunungapi, kelurusan topografi, paset segitiga, gawir sesar, kekar (joint), off-set batuan, cermin sesar (slicken-side), serta munculnya manifestasi panas dan batuan ubahan (alterasi) (Widodo dkk., 2009). Struktur geologi daerah penelitian ini terdiri dari, sesar normal yang membentuk pemunculan daerah intrusi dan vulkanik. Sesar mendatar dan peremajaan normal yang memotong formasi hingga ke batuan dasar (basement) dan pada peremajaannya mengakibatkan munculnya manifestasi deretan mata air panas dan struktur di dinding kawah daerah penelitian. Struktur ini diduga sebagai media yang memunculkan manifestasi mata air panas.

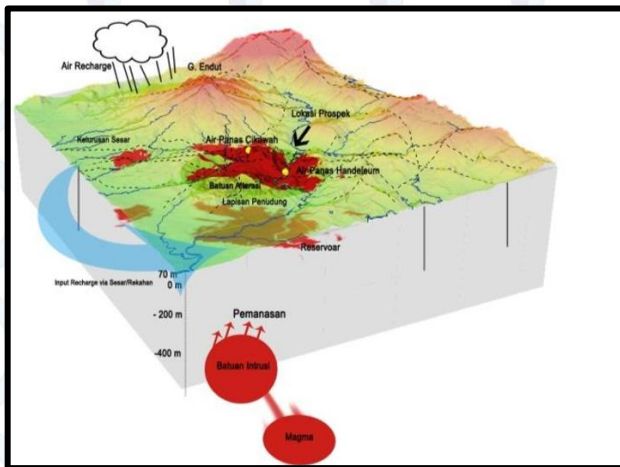
2.1.1.4 Sistem Panas Bumi

Sumberdaya panasbumi pada umumnya berkaitan dengan mekanisme pembentukan magma dan kegiatan vulkanisme. Sistem panas bumi dengan suhu yang tinggi, umumnya terletak di sepanjang zona vulkanik punggung

pemekaran benua, di atas zona subduksi seperti di Indonesia, dan anomali pelelehan di dalam lempeng. Batas-batas pertemuan lempeng yang bergerak merupakan pusat lokasi untuk munculnya sistem hidrotermal magma. Transfer energi panas secara konduktif pada lingkungan tektonik lempeng diperbesar oleh gerakan magma dan sirkulasi hidrotermal. Sistem panas bumi di Indonesia umumnya merupakan sistem hidrothermal yang mempunyai temperatur tinggi ($>225^{\circ}\text{C}$), hanya beberapa diantaranya yang mempunyai temperatur sedang ($150^{\circ}\text{C} - 225^{\circ}\text{C}$) (Kasbani, 2009). Pada dasarnya sistem panas bumi jenis hidrothermal terbentuk sebagai hasil perpindahan panas dari suatu sumber panas ke sekelilingnya yang terjadi secara konduksi dan secara konveksi. Adanya suatu sistem hidrothermal di bawah permukaan sering kali ditunjukkan oleh adanya manifestasi panas bumi di permukaan (geothermal surface manifestation), seperti mata air panas, kubangan lumpur panas (mud pools), geyser dan manifestasi panas bumi lainnya (Kasbani, 2009). Manifestasi panas bumi di permukaan diperkirakan terjadi karena adanya perambatan panas dari bawah permukaan atau karena adanya rekahan/rekahan yang memungkinkan fluida panas bumi (uap dan air panas) mengalir ke permukaan. Komponen utama untuk pembentukan sistem panas bumi (hidrothermal) adalah sumber panas yang besar (heat source), reservoir untuk mengakumulasi panas, dan lapisan penutup terakumulasi panas (cap rock). Reservoir panas bumi memiliki porositas dan permeabilitas yang tinggi, ukuran cukup besar, suhu tinggi dan kandungan fluida yang cukup sebagai syarat panas bumi yang produktif. Geometri reservoir hidrothermal di daerah vulkanik merupakan hasil interaksi yang kompleks dari proses vulkanotektonik aktif antara lain stratigrafi yang lebih tua dan struktur geologi. Batuan penutup yang *impermeable* atau memiliki permeabilitas rendah menutupi reservoir sangat diperlukan untuk mencegah jalan keluar akumulasi fluida panas dalam reservoir. Pada lingkungan vulkanik yang berasosiasi dengan pergerakan tektonik yang menyebabkan terbentuknya celah, batuan penutup impermeabel tanpa celah yang ideal seharusnya jarang ditemukan (Kasbani, 2009).

Dari beberapa tipe geothermal play yang diberikan oleh (Moeck, 2013), maka daerah penelitian lebih mendekati ke dalam tipe extensional domain play. Tipe ini termasuk ke dalam sistem dominasi konveksi yaitu adanya aliran siklus air permukaan pada kondisi dangkal maupun dalam akibat adanya sumber panas di bawah permukaan bumi. Tipe ini terbentuk akibat terjadinya peregangan dan penipisan kerak bumi, sehingga mantel mengalami pengangkatan yang menyebabkan gradien panas di daerah tersebut lebih tinggi dari biasanya. Peregangan terjadi karena adanya gaya yang saling tarik-menarik pada arah yang berlawanan. Berdasarkan asosiasi terhadap tatanan geologi, sistem panas bumi pada daerah penelitian merupakan sistem panas bumi vulkanik. Sistem panas

bumi vulkanik merupakan sistem panas bumi yang berasosiasi dengan gunungapi kuarter yang umumnya terletak pada busur vulkanik kuarter yang memanjang dari Sumatra, Jawa, Bali dan Nusa Tenggara. Pembentukan sistem panas bumi ini biasanya tersusun oleh batuan vulkanik menengah (andesit-basaltis) hingga asam dan umumnya memiliki karakteristik reservoir sekitar 1,5 km dengan temperature reservoir tinggi (~250 - ≤ 370°C). Pada daerah vulkanik aktif biasanya memiliki umur batuan yang relatif muda dengan kondisi temperatur yang sangat tinggi dan kandungan gas magmatik besar. Ruang antar batuan (permeabilitas) relatif kecil karena faktor aktivitas tektonik yang belum terlalu dominan dalam membentuk celah-celah / rekahan yang intensif sebagai batuan reservoir (Parapat dkk., 2018).



Gambar 2. 4 Model Konseptual Sederhana Sistem Panasbumi (Pramadhani dkk, 2013)

Struktur yang mengontrol panas bumi daerah penelitian berupa sesar, yang mendarat normal arah timurlaut-baratdaya. Struktur ini penyebab munculnya manifestasi panas bumi di permukaan berupa air panas. Sumber panas diperkirakan berasal dari sisa panas yang berasal dari *stock* di bawah manifestasi. Batuan konduksi adalah batuan dasar yang diperkirakan bagian dari Formasi Cimapag yang berumur Miosen Awal bagian akhir yang mungkin telah mengalami rekristalisasi dan telah tersilisifikasi. Rambatan panas secara konduksi tersalurkan naik melalui batuan tersebut, dengan manifestasi di permukaannya berupa mata air panas ber pH relatif netral. Zona reservoir terletak di zona permeabilitas batuan Formasi Sareweh dan Cimapag terkekarkan (Energi dan Mineral, 2017). 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 antara lain fumarol bersuhu tinggi, lubang di sekitar gunung api dimana uap panas keluar, alterasi permukaan asam, dan lain-lain (Hochstein dan Browne, 2000).

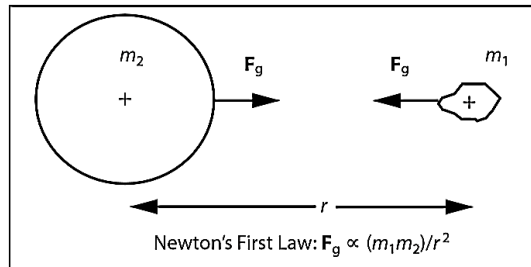
2.1.2 Metode Gayaberat

Metode gayaberat didasarkan pada variasi medan gravitasi bumi karena adanya perbedaan densitas (rapat massa) antar batuan di bawah permukaan. Data percepatan gaya berat yang didapat selama pengukuran kemudian diolah menjadi anomali percepatan gravitasi bumi yang disebut anomali bouguer (W. Telford, 1990). Metode gaya berat adalah metode eksplorasi geofisika berupa pengukuran medan gravitasi yang disebabkan oleh variasi densitas secara vertikal di bawah permukaan bumi (Hinze dkk., 2013).

2.1.2.1 Prinsip Dasar Gayaberat

Konsep dasar metode gayaberat dari hukum Newton yaitu gaya tarik menarik antara dua partikel. Hukum ini menyatakan jika dua buah titik dengan massa masing-masing M dan m yang terpisah sejauh jarak r akan Tarik menarik dengan sebuah gaya F .

Gaya Tarik menarik antara dua buah titik tersebut sebanding dengan perkalian massa kedua titik tersebut dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara titik pusat keduanya.



Gambar 2. 5 ilustrasi dua benda tertarik satu sama lain dengan gaya gravitasi F_g sebanding dengan produk massa mereka m_1 dan m_2 dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak r antara pusat-pusat massa (Hinze dkk., 2013)

Besar gaya Tarik menarik antara dua buah partikel dituliskan dengan persamaan.

$$F = G \frac{Mm}{r^2} \quad (1)$$

Dimana F merupakan gaya Tarik menarik antara dua benda (Newton), G merupakan konstanta gravitasi universal ($6.67 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} det^{-3}$), M adalah massa bumi (kg), m adalah massa benda di permukaan bumi (kg), dan r adalah jarak antara titik pusat massa (m).

a. Percepatan Gravitasi

Pada pengukuran gayaberat yang diukur bukan gaya gravitasi (F), tetapi percepatan gravitasi (g). Hukum Newton II menjelaskan hubungan antara percepatan gravitasi dengan gaya gravitasi. Hukum Newton II menjelaskan bahwa sebuah gaya adalah hasil perkalian dari massa dengan percepatan.

$$F = mg \tag{2}$$

Hubungan antara massa bumi M dengan massa benda di permukaan bumi m dengan jarak R dari pusat keduanya maka dapat dituliskan menurut Hukum Newton II melalui persamaan sebagai berikut:

$$G \frac{Mm}{r^2} = mg \tag{3}$$

$$g = G \frac{M}{r^2} \tag{4}$$

Dimana g adalah percepatan gravitasi dengan satuan m/det^2 dalam satuan SI atau satuan Galileo yaitu $1 \text{ cm}/det^2$. Satuan yang digunakan dalam pengukuran yaitu miliGal (mGal), karena variasi percepatan gravitasi begitu kecil. Besar percepatan gravitasi berbanding lurus dengan massa, yaitu perkalian antara densitas dengan volume sehingga besar percepatan yang terukur merupakan pencerminan dari densitas dan volume massa tersebut.

b. Potensial Gravitasi

Potensial gravitasi merupakan 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 potensial (gravitasi) adalah medan konservatif dimana usaha yang dilakukan untuk memindahkan suatu massa pada medan gravitasi tidak bergantung kepada lintasan tetap hanya bergantung pada posisi awal dan posisi akhirnya (W. M. Telford dkk., 1990). Gravitasi merupakan vektor dengan arah lintasan sepanjang garis yang menghubungkan kedua pusat massa, dan gaya ini timbul sebagai fungsi potensial skalar. Fungsi potensial skalar disebut potensial tiga dimensi.

Medan potensial dapat dinyatakan sebagai gradien atau potensial skalar (Blakely, 1995) dapat dituliskan seperti persamaan berikut.

$$g = -\nabla U(r) \tag{5}$$

Fungsi U disebut potensial gravitasi dan percepatan g merupakan medan potensial, sedangkan tanda minus merupakan arah gayaberat menuju ke titik yang dituju.

Asumsi bahwa bumi dengan massa M bersifat homogen dan berbentuk bola dengan jari-jari R , maka potensial gravitasi dipermukaan dapat didefinisikan dengan persamaan.

$$U(r) = \int_{\infty}^R g \, dr = -GM \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} = G \frac{M}{R} \tag{6}$$

2.1.1.2 Reduksi Data Gayaberat

Pengukuran medan gravitasi bumi di lapangan akan menghasilkan besaran medan gravitasi beserta anomali medan gravitasi. Anomali medan gravitasi merupakan nilai medan gravitasi yang ditimbulkan karena adanya perbedaan densitas di bawah permukaan bumi. Nilai anomali Δg didapat dari selisih nilai medan gravitasi observasi di topografi dengan nilai gravitasi teoritis di topografi. Dapat dituliskan secara matematis dalam persamaan berikut:

$$\Delta g = g_{obs} - g_{teoritis} \tag{7}$$

Medan gravitasi observasi di topografi atau g_{obs} merupakan nilai hasil pengukuran yang telah dikoreksi dari berbagai factor yang mempengaruhi nilai terukur (tinggi alat, pasang surut bumi, dan *drift*). Medan gravitasi teoritis di topografi $g_{teoritis}$ merupakan nilai medan gravitasi yang dipengaruhi oleh letak lintang titik pengukuran, ketinggian, dan densitas di sekitar titik pengukuran.

Besarnya nilai gravitasi bergantung pada lima faktor yaitu lintang, elevasi, topografi daerah sekitar pengukuran, pasang surut bumi dan variasi densitas di bawah permukaan (W. M. Telford dkk., 1990). Pengaruh faktor tersebut menyebabkan nilai g yang terukur pada gravitimeter belum sesuai dengan nilai densitas dari benda target anomali yang diinginkan. Faktor tersebut dapat dihilangkan dengan cara mereduksi data tersebut.

1. Koreksi Pasang Surut (*Tide Correction*)

Koreksi pasang surut merupakan koreksi yang disebabkan oleh pengaruh tarikan massa benda-benda langit. Bulan dan matahari merupakan benda-benda langit yang paling dominan berpengaruh, karena jaraknya yang relatif dekat terhadap bumi dan massanya yang relatif besar. Efek gaya tarik yang dialami bumi akibat bulan dan matahari perlu dihilangkan, karena mempengaruhi pembacaan anomali gravitasi di permukaan bumi. Menurut Longman (1959) pengaruh gravitasi bulan di titik P pada permukaan bumi dapat diselesaikan melalui persamaan berikut:

$$U_M = G_{(r)} \left(\frac{c}{R}\right)^3 \left[3 \left(\frac{1}{3} - \sin^2 \delta\right) \left[\frac{1}{3} - \sin^2 \Phi\right] - \sin 2\Phi \sin \delta \cos t + \cos^2 \Phi \cos^2 \delta \cos 2t \right] \quad (8)$$

Dimana, Φ merupakan lintang, δ merupakan deklinasi, t adalah sudut waktu bulan, c adalah jarak rata-rata ke bulan.

2. Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi apungan dilakukan karena adanya perbedaan pembacaan gayaberat dari stasiun yang sama pada waktu yang berbeda, yang disebabkan karena adanya guncangan pegas alat gravitimeter selama proses pengukuran dari satu stasiun ke stasiun lainnya. Pegas tidak elastis sempurna, maka sistem pegas mengembang dan menyusut perlahan sebagai fungsi waktu. Sistem pegas tidak kembali ke kedudukan semua, karena sifat pegas ini maka dilakukan koreksi apungan.

Efek ini dapat dihilangkan dengan cara membuat desain akuisisi pengukuran dilakukan secara *looping*. Tujuannya untuk mengetahui besarnya penyimpangan pembacaan yang diasumsikan linier pada selang waktu tertentu. Secara matematis, koreksi apungan dituliskan dengan persamaan:

$$g_{drift} = \frac{g_{akhir} - g_{awal}}{t_{akhir} - t_{awal}} (t_n - t_{awal}) \quad (9)$$

Dimana satuan dari g_{drift} mgal g_{akhir} merupakan pembacaan gravitimeter pada akhir *looping*, g_{awal} merupakan pembacaan gravitimeter pada awal *looping*, t_{akhir} merupakan waktu pembacaan pada akhir *looping*, t_{awal} merupakan waktu pembacaan gravitimeter pada awal *looping*, dan t_n merupakan waktu pembacaan pada stasiun ke-n.

3. Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Koreksi lintang disebabkan oleh rotasi bumi sehingga bentuk bumi menjadi ellips dan berubah pada ekuator memiliki jari-jari lebih besar dari pada di kutub. Rotasi juga menyebabkan terjadinya percepatan sentrifugal yang maksimal terjadi di ekuator dan minimal terjadi di kutub. Hasil rotasi bumi menyebabkan perbedaan nilai percepatan gravitasi diseluruh bumi, yaitu bervariasi terhadap lintang. Koreksi lintang memiliki beberapa persamaan seperti di bawah ini (Reynolds, 1997).

Menurut *Geodetic Reference System* perumusan mengacu pada bentuk bumi secara teoritis dituliskan sebagai berikut.

- *International association of Geodesy* mengembangkan *Geodetic Reference System* 1980, yang menuntun pada *World Geodetic System* 1984 WGS84 dalam rumusan yang lebih sempurna (Blakely, 1995)

$$g_{\Phi} = 9.7803267714 \left(\frac{1 + 0.0019385138639 \sin^2 \Phi}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \sin^2 \Phi}} \right) \quad (10)$$

- Persamaan koreksi lintang dihitung menggunakan *Geodetic Reference System 1967 (GRS67)* sebagai berikut:

$$g_{\Phi} = 978.03185(1 + 0.005278895 \sin^2 \Phi + 0.000023462 \sin^4 \Phi) \quad (11)$$

g_{Φ} merupakan nilai percepatan gravitasi teoritis pada posisi titik amat dan Φ merupakan koordinat lintang dalam radian.

4. Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Koreksi udara bebas merupakan koreksi yang dilakukan untuk menghilangkan perbedaan percepatan gravitasi bumi akibat perbedaan ketinggian (elevasi) dari setiap titik pengukuran. Semua titik pengukuran ditarik ke bidang geoid dengan mengabaikan kandungan massa yang berada diantara titik pengukuran dan bidang geoid. Asumsi bumi berbentuk ellipsoid dengan massa terkonsentrasi pada pusatnya, maka nilai gravitasi pada bidang geoid adalah (Reynolds, 1997).

$$g_0 = G \frac{M}{r^2} \quad (12)$$

Nilai gravitasi pada titik pengukuran dengan ketinggian h (meter) di atas bidang geoid adalah:

$$g_h = G \frac{M}{(R+h)^2} = G \frac{M}{R^2} \left(\frac{1-2h}{R} \dots \right) \quad (13)$$

Koreksi udara bebas dihasilkan dari perbedaan nilai gravitasi di bidang geoid dan di stasiun pada ketinggian h :

$$g_{FA} = g_0 - g_h = \frac{2g_0 h}{R} \quad (14)$$

Dimana g_0 merupakan 9.8 m/det^2 , $R=6.371 \times 10^6 \text{ m}$ dan h dalam satuan m maka dapat dituliskan:

$$g_{FA} = 0.3086 \times h \text{ (mGal)} \quad (15)$$

Koreksi akan dijumlah jika titik pengukuran berada di atas geoid. Karena semakin tinggi h maka g akan semakin kecil, sehingga untuk menyamakan dengan bidang geoid koreksi harus ditambah. Koreksi akan dikurang jika titik pengukuran berada di bawah geoid. Namun pada umumnya koreksi ini dijumlah karena permukaan bumi berada di atas bidang geoid.

5. Koreksi Bouguer

Koreksi bouguer dilakukan dengan menghitung tarikan gravitasi yang disebabkan oleh batuan berupa slab dengan ketebalan h dan densitas rata-rata ρ . Koreksi bouguer merupakan koreksi yang memasukan efek kandungan massa

batuan yang berada diantara titik pengukuran dan bidang geoid yang sebelumnya diabaikan pada perhitungan koreksi udara bebas. Persamaan matematis dapat ditulis sebagai berikut (W. M. Telford dkk., 1990)

$$g_B = 2\pi G \rho h \quad (16)$$

Dimana $\pi = 3.14$, dan $G = 6.67 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} det^{-3}$, ρ dalam gr/cm^3 dan h dalam meter. Maka didapatkan nilai koreksi bouguer:

$$g_B = 0.04192 \rho h \text{ (mGal)} \quad (17)$$

6. Koreksi Terrain

Koreksi medan dilakukan karena adanya pengaruh penyebaran massa yang tidak teratur atau memiliki undulasi di sekitar titik pengukuran. Koreksi bouguer diasumsikan bahwa titik pengukuran di lapangan berada pada suatu bidang datar yang sangat luas. Kenyataanya di lapangan memiliki topografi yang berundulasi seperti adanya lembah dan gunung. Adanya massa bukit dan hilangnya massa akibat lembah akan meimbulkan efek yang mengurangi besarnya percepatan gravitasi sesungguhnya di titik pengukuran, sehingga koreksi medan yang diperhitungkan harus ditambah.

Perhitungan koreksi topografi dapat dilakukan dengan *Hammer Chart* yaitu membagi area ke dalam beberapa zona dan kompartemen (Segmen). *Hammer Chart* merupakan pendekatan pengaruh topografi dengan suatu cincin silinder. Menurut (Reynolds, 1997), besarnya koreksi topografi dengan menggunakan pendekatan tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:

$$TC = \frac{2\pi\rho G}{N} [r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2}] \quad (18)$$

Dimana, N merupakan jumlah kompartemen pada zona yang digunakan. r_2 merupakan radius luar (m), r_1 merupakan radius dalam (m), dan z adalah perbedaan ketinggian rata-rata kompartemen dan titik pengukuran.

7. Anomali Bouguer Lengkap

Reduksi data hasil pengukuran lapangan dengan koreksi maka dihasilkan anomali Bouguer Lengkap yang memiliki persamaan:

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_{\Phi} \pm g_{FA} \pm g_B + TC \quad (19)$$

g_{obs} merupakan nilai gravitasi yang terbaca gravitimeter setelah dikoreksi terhadap apungan pegas alat dan pengaruh pasang surut.

2.1.2.3 Anomali Bouguer

Menurut (Hinze dkk., 2013) anomali Bouguer adalah selisih antara harga gravitasi pengamatan dengan harga gravitasi teoritis yang didefinisikan

pada titik pengamatan tertentu. Konsep anomali gaya berat (anomali Bouguer) adalah perbedaan nilai gaya berat terukur dengan nilai gaya berat acuan, yaitu nilai gaya berat teoritis untuk suatu model teoritis bumi (Blakely, 1996). Perbedaan tersebut merefleksikan variasi rapat massa yang terdapat pada suatu daerah dengan daerah sekelilingnya ke arah lateral maupun vertikal. Tujuan akhir penerapan metoda gaya berat pada adalah mendapatkan gambaran bawah permukaan berdasarkan variasi persebaran densitas. Anomali Bouguer bisa bernilai positif ataupun negatif (Hinze dkk., 2013). Nilai anomali positif mengindikasikan adanya kontras densitas. Anomali ini ditimbulkan oleh keseluruhan massa yang ada di bawah permukaan atau dengan kata lain merupakan gabungan dari anomali regional dan anomali residual.

Tabel 2. 1 Nilai densitas batuan Telford 1990(W. M. Telford dkk., 1990). Nilai densitas yang berada di dalam garis merah merupakan densitas daerah penelitian.

<i>Rock type</i>	<i>Range (g/cm³)</i>	<i>Average (g/cm³)</i>
<i>Sediments (wet)</i>		
<i>Overburden</i>		1.92
<i>Soil</i>	1.2-2.4	1.92
<i>Clay</i>	1.63-2.6	2.21
<i>Gravel</i>	1.7-2.4	2.0
<i>Sand</i>	1.7-2.3	2.0
<i>Sandstone</i>	1.61-2.76	2.35
<i>Shale</i>	1.77-3.2	2.40
<i>Limestone</i>	1.93-2.90	2.55
<i>Dolomite</i>	2.28-2.90	2.70
<i>Sedimentary rocks (av.)</i>		
<i>Igneous rocks</i>		
<i>Rhyolite</i>	2.35-2.70	2.52
<i>Andesite</i>	2.4-2.8	2.61
<i>Granite</i>	2.50-2.81	2.64
<i>Granodiorite</i>	2.67-2.79	2.73
<i>Porphyry</i>	2.60-2.89	2.74
<i>Quartz diorite</i>	2.62-2.96	2.79
<i>Diorite</i>	2.72-2.99	2.85
<i>Lavas</i>	2.80-3.00	2.9
<i>Diabase</i>	2.50-3.20	2.91
<i>Basalt</i>	2.70-3.30	2.99

Anomali bouguer merupakan gabungan dari anomali regional dan residual. Anomali regional berasal dari batuan-batuan yang sifatnya regional (luas dan dalam) yang dicirikan oleh kontur anomali yang *smooth* dan memiliki frekuensi rendah. Anomali residual disebut sebagai anomali sisa yang berasal dari batuan-batuan yang sifatnya lebih dangkal dan sempit, dicirikan oleh kontur anomali yang tidak *smooth* karena efek dari adanya batuan-batuan lokal (heterogen) yang dangkal dan berfrekuensi tinggi.

Parameter distribui fisika pada metode gayaberat yaitu densitas dari material di bawah permukaan bumi berasosiasi dengan kondisi dan struktur geologi di dalam bumi. Hal ini karena nilai percepatan gravitasi terukur di permukaan bumi yang bervariasi dipengaruhi oleh distribusi densitas material (batuan) yang berada di bawah permukaan bumi. Persebaran densitas hasil pengolahan data anomali (dalam penelitian ini anomali residual) dengan nilai densitas referensi, maka dapat diinterpretasikan batuan penyusun bawah permukaan.

2.1.2.4 Filtering Trend Surface Analysis

Pemisahan anomali regional dan residual dapat dilakukan dengan metode pendekatan persamaan polinomial dari data anomali Bouguer yang selanjutnya akan diproses (Sari, 2012). Polinomial fitting atau sering disebut dengan metode kuadrat terkecil yang mengasumsikan bahwa permukaan Polinomial dapat menggambarkan model bidang regional yang lebih halus yang ditentukan oleh orde Polinomial. Peta kontur anomali regional yang dihasilkan sudah cenderung tetap dan tidak mengalami perubahan ketika orde yang diberikan semakin besar. Pada umumnya Polinomial fitting mencakup bentuk konstan (Purnomo dkk., 2016). *Trend Surface Analysis* atau yang dikenal dengan *Polynomial Fitting* merupakan filter yang menggunakan persamaan polinomial dengan orde yang bervariasi. Urutan polinomial ini tergantung pada kompleksitas geologi di wilayah studi (Kuuoh, JJ., 2018). Hubungan data antara percepatan gravitasi dengan parameter model dapat dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut.

$$g_i = c_1 x_i^0 + c_2 x_i^1 + c_3 x_i^2 + \dots + c_{n+1} x_i^n \quad (20)$$

$$g(x, y) = \sum_{j=1}^M x_i^{j-1} c_j \quad (21)$$

Dimana $i=1,2,3,\dots$, Data gayaberat yang diperoleh umumnya dalam anomali 3D atau memiliki variable bebas yaitu x dan y , maka didapatkan persamaan yang telah dimodifikasi menjadi:

$$g_i = c_1 x_i^0 y_i^0 + c_2 x_i^1 y_i^0 + c_3 x_i^0 y_i^1 + \dots + c_{n+1} x_i^n y_i^n \quad (22)$$

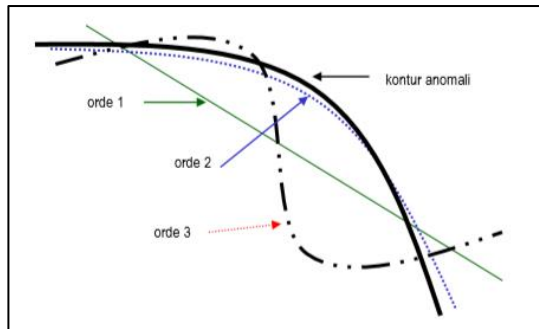
$$g(x, y) = \sum_{k=1}^N \sum_{j=1}^M x_i^{j-1} y_i^k c_j \quad (23)$$

Persamaan polynomial yang sering digunakan dalam *Polynomial Trend Surface* yaitu Polinomial Orde-2 atau fungsi kuadratik dimana pangkat polynomial tertinggi orde 2 dapat dinyatakan dalam bentuk persamaan:

$$g_i = c_1 + c_2x_i + c_3y_i + c_4x_iy_i + c_5x_i^2 + c_6y_i^2 \quad (24)$$

Dimana, $i = 1, 2, 3, \dots, n$ merupakan jumlah titik pengukuran, g_i yaitu anomali gravitasi ke- i , x_i, y_i adalah koordinat titik pengukuran, dan $c_1, c_2, c_3, \dots, c_n$ adalah konstanta polynomial yang dicari. N adalah orde polynomial dan M adalah nomor ketentuan polynomial, $M = \frac{(N+1)(N+2)}{2}$.

Prinsip metode pemisahan menggunakan *Polynomial Trend Surface Analysis* yaitu mencari konstanta-konstanta $c_1, c_2, c_3, \dots, c_n$, dengan mengetahui konstanta-konstanta tersebut maka akan diperoleh persamaan polynomial yang mendekati nilai anomali Bouguer yang telah diketahui.



Gambar 2. 6 Pendekatan Orde Polinomial untuk Mendapatkan Pendekatan Komponen Regional dengan Distorsi Minimum (Haerudin dan Karyanto, 2012)

Gambar diatas menjelaskan secara visual pemisahan anomali regional dan residual dengan metode polinomial (Haerudin dan Karyanto, 2012). Terlihat bahwa polinomial orde 2 yang menghasilkan distorsi paling minimum. Orde yang lebih besar menegaskan noise dan error dalam data pengamatan, yang lebih jauh mendistorsi residual yang sebenarnya. orde polinomial yang lebih rendah memungkinkan adanya bagian regional yang tergambar pada residual (Haerudin dan Karyanto, 2012).

Medan gravitasi bumi dipengaruhi oleh elevasi dan massa yang memiliki nilai densitas yang berbeda-beda. Penyesuaian polinomial dengan

medan gravitasi dengan asumsi bahwa permukaan polinomial cukup memodelkan komponen bidang regional. Ukuran halus nya suatu medan dikendalikan oleh orde polinomial (Martín dkk., 2011). Mengingat bahwa nilai dari anomali residual dan mempertimbangkan gradien rendah dari anomali residual maka sangat logis jika menggunakan polinomial orde rendah untuk penyesuaian.

Menentukan komponen regional dari data bidang potensial memerlukan penghilangan frekuensi tinggi dan peningkatan frekuensi rendah. Metode yang dilakukan yaitu pendekatan polinomial kuadrat terkecil. Pendekatan kuadrat terkecil diperlukan untuk data dalam dua variable independent (Thurston dan Brown, 1992). Metode polynomial TSA mempunyai error lebih kecil dari dan hasil yang lebih baik dibandingkan metode *Lowpass filter* dan *upward continuation* dalam proses pemisahan anomali regional dan residual (Sari). Asumsi dasar dalam analisis tren adalah bahwa daerah dapat didekati secara wajar oleh permukaan kerucut halus, permukaan yang dapat diekspresikan oleh fungsi matematika sederhana yang disebut polinomial. telah mendefinisikan tren sebagai polinom "paling cocok" dengan data dan telah menyatakan bahwa keberhasilan metode tergantung pada validitas asumsi bahwa setiap tren dalam data dapat memadai. Asumsi ini diterapkan pada geofisika dan memiliki kegagalan yang kecil Grant (1957, p. 310). Trend Surface Analysis (TSA) diterapkan untuk menggambarkan batas densitas pada lapangan panas bumi Kinigi Rwanda Barat (Uwiduhaye dkk., 2018).

Pada dasarnya metode pemisahan dilakukan untuk memisahkan anomali berdasarkan frekuensi yang berhubungan dengan kedalaman sumber anomali tersebut. Anomali residual berhubungan dengan frekuensi tinggi sedangkan anomali regional berhubungan dengan frekuensi rendah. Tujuan dilakukan proses pemisahan ini adalah untuk memperoleh nilai anomali residual dan regional yang representative dengan keadaan bawah permukaan yang sebenarnya (Sari, 2012). Pada umumnya terdapat beberapa metoda dalam proses pemisahan regional residual yang digunakan untuk memperoleh nilai anomali regional menurut (Hinze dkk., 2013), diantaranya adalah sebagai berikut:

1. Metode Grafis

Metode grafis dianggap sebagai metode non-linear. Metode grafis merupakan metode yang sederhana, fleksibel, dan mudah diterapkan. Secara umum, metode ini diterapkan pada survei yang terbatas dengan regional sederhana dan anomali residual yang relative jelas. Metode grafis memerlukan validasi geologi yang

layak untuk proses pemisahan. Metode grafis dapat digunakan pada data anomali gayaberat dalam profil atau format peta. Metode grafis ini dapat dengan mudah memisahkan anomali regional dan residual. Analisis permukaan tren adalah pendekatan analitis untuk pemisahan residual-regional dengan metode grafis yang mewakili anomali komponen residual-regional sebagai pendekatan polinomial kuadrat-terkecil. Hal ini sangat berhasil dalam memetakan anomali residual yang jelas di mana perhitungan tren regional tidak termasuk wilayah anomali residual. Kelemahan dari metode analisis trend permukaan yaitu terlalu subjektif, hasil yang unik, dan masalah linearitas.

2. Metode Spektral

analisis spektral lebih mudah diimplementasikan, memiliki aplikasi yang lebih luas, lebih efisien untuk set data yang lebih besar, dan lebih sedikit mengalami efek tepi. Pendekatan spektral sangat efektif di mana ada pemisahan yang berbeda dalam dimensi komponen regional dan residual. Metode spektral digunakan untuk menghasilkan berbagai peta anomali yang disaring.

a. Filter panjang gelombang

Filter panjang gelombang melewati atau menolak komponen bilangan gelombang dari anomali gravitasi berdasarkan sifat panjang gelombangnya (atau bilangan gelombang). Terdapat jenis filter panjang gelombang yaitu *lowpass*, *highpass*, dan *bandpass*. Filter *low-pass* / *high-cut* digunakan untuk menghilangkan komponen bilangan gelombang tinggi yang tidak diinginkan dari sumber yang kecil dan dangkal dan untuk mengurangi kesalahan dalam pengamatan dan pengurangan anomali gravitasi. Filter *high-pass* / *low-cut*, menghapus komponen dengan panjang gelombang lebih panjang yang terkait dengan sumber besar dan dalam yang biasanya dianggap sebagai anomali regional. Selain itu, *band-pass* / *reject filter* dapat membantu menekan / meningkatkan noise dan karakteristik regional dalam data gravitasi. Sasaran penyaringan panjang gelombang adalah untuk memusatkan perhatian pada anomali yang berasal dari rentang kedalaman tertentu.

b. Filter derivatif dan integral

Filter derivatif sangat kuat dalam meningkatkan komponen gelombang tinggi-gelombang pendek dengan panjang gelombang lebih pendek dari bidang anomali gravitasi dan mengidentifikasi konfigurasi sumber. Filter ini dapat menemukan perubahan-perubahan kecil dalam bidang gravitasi. Baik turunan vertikal dan horizontal, turunan vertikal yang berguna dalam meningkatkan

persepsi anomali yang berasal dari sumber dangkal, sedangkan turunan horizontal terutama digunakan untuk mencari tepi sumber anomali luas.

Kelemahan dari filter *derivative* adalah jarak yang dekat, pengamatan dengan akurasi tinggi diperlukan untuk mengimplementasikannya secara memuaskan, turunannya tidak terlihat seperti anomali atau sumber geologis dari mana mereka berasal, dan amplitudo anomali, yang merupakan parameter kritis, dapat sangat terdistorsi dalam perhitungan derivatif. Analisis kuantitatif anomali derivatif direkomendasikan ketika diukur secara *redirect*, tetapi perhitungan lain adalah perkiraan yang mungkin kurang cocok untuk aplikasi kuantitatif.

2.1.2.5 Geostatistika

Metode ini sering digunakan untuk mempermudah perhitungan dalam wilayah yang luas serta menghemat waktu saat pengukuran di lapangan. Pada metode geostatistika diketahui sebuah populasi data yang kemudian dilakukan analisis terhadap persebaran antar data. Analisis ini menggunakan dua komponen penting, yaitu histogram dan variogram. Histogram akan mendefinisikan persebaran data berdasarkan nilai varians, standar deviasi, rata-rata, dan sebagainya. Sedangkan variogram akan mendefinisikan derajat kesamaan data terhadap jarak tertentu. Perhitungan geostatistika ini dapat dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak analisis geostatistika, seperti SGEMS, Geovarians, atau program lain (Salsabila, 2019).

Untuk mengetahui sejauh mana hubungan spasial antara titik-titik suatu nilai, maka harus diketahui fungsi struktural yang dicerminkan oleh model semi variogramnya. Dengan menetapkan model semivariogramnya merupakan langkah awal dalam perhitungan geostatistik, dilanjutkan dengan perhitungan beberapa macam varian dan perhitungan lainnya yang akan dijelaskan dibawah ini (Wibowo, 2009).

1. Parameter Distribusi Data

Ukuran penyebaran atau ukuran keseragaman pengamatan dari nilai rata-rata disebut dengan dispersi atau deviasi. Parameter yang digunakan untuk mengukur dispersi adalah varians, standar deviasi, mean (rata-rata), modus, median, nilai minimum, dan maksimum.

Kovarian merupakan perhitungan statistik yang digunakan untuk mengetahui hubungan antara dua gugus data. Dimana nilai X_i adalah nilai variable yang dianggap sebagai X , Y_i nilai variabel yang dianggap sebagai Y , X_{avg} dan Y_{avg} adalah nilai rata-rata dari variable X dan Y dengan persamaan umum sebagai berikut:

$$Covariance = \frac{\sum(X_i - X_{avg}) - (Y_i - Y_{avg})}{(n-1)} \quad (25)$$

Varians merupakan salah satu ukuran persebaran data yang menggambarkan bagaimana persebaran suatu data pada populasi. Varians disebut juga dengan simpangan baku. Jika nilai varians sama dengan nol mengindikasikan bahwa semua nilai sama, nilai varians rendah mengindikasikan bahwa data sangat dekat dengan nilai rata-rata, dan nilai varians tinggi berarti nilai tersebar di sekitar nilai rata-rata dan antara data satu dengan data lainnya. Varians didapatkan berdasarkan persamaan sebagai berikut:

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \mu)^2}{(n-1)} \quad (26)$$

Standar deviasi mempertimbangkan seluruh data yang ada sehingga lebih stabil dibandingkan dengan ukuran penyebaran lainnya. Parameter ini dihitung dari frekuensi data yang sudah dikelompokkan menggunakan nilai data perkiraan (estimasi). Standar deviasi dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \mu)^2}{(n-1)}} \quad (27)$$

Nilai mean atau rata-rata mempengaruhi distribusi sebuah data jika diasosiasikan dengan nilai standar deviasi dari data. Saat nilai rata-rata dan standar deviasi sama, maka data dikatakan terdistribusi normal atau gaussian distribution. Distribusi normal ini sangat dibutuhkan saat melakukan perhitungan geostatistika. Sifat lain dari distribusi normal adalah terdapat satu modus data, bentuk kurva distribusi simetris atau membentuk lonceng, dan nilai modus sama atau mendekati rata-rata. Jenis distribusi seperti ini sangat membantu dalam proses pemodelan. Jika nilai mean dan modus tidak mencapai syarat dari distribusi normal, maka dapat dilakukan transformasi data (log transform) menggunakan perangkat lunak geostatistik. Bisa juga melakukan dengan cara konvensional, yaitu menghilangkan outliers (data yang dianggap sebagai noise), mengurangi jumlah data, dan merubah jenis uji distribusi (Salsabila, 2019).

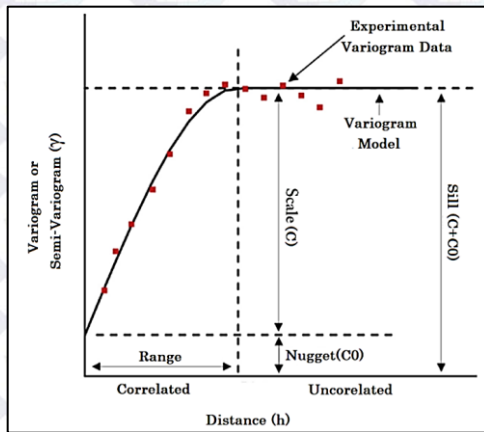
2. Variogram

Variogram adalah alat yang penting dalam memprediksi fenomena geologi di wilayah yang tidak bisa diambil datanya. Analisa ini didasarkan pada suatu prinsip bahwa dua titik yang berdekatan akan lebih memiliki kecenderungan nilai parameter yang mirip dibandingkan dengan dua titik yang

berjauhan. Analisis variogram sangat berpengaruh pada proses pemodelan dengan interpolasi kriging karena dibutuhkan kondisi data yang seragam.

a. Komponen Variogram

Hasil perhitungan varians pada variogram eksperimental digunakan dalam pemodelan variogram untuk menghasilkan analisis struktural berdasarkan analisis statistik. Menurut (Bodaghabadi, 2018), analisis struktural adalah analisis fitting model variogram dengan variogram eksperimental. Sill, range, dan nugget effect merupakan parameter paling penting dalam melakukan fitting model variogram. Masing-masing nilai dari parameter tersebut akan mendefinisikan tingkat persebaran data anomali residual daerah penelitian.



Gambar 2. 7 Komponen variogram (Bodaghabadi, 2018)

Komponen-komponen dalam variogram yang dijelaskan pada gambar 2.7 sebagai berikut (Bodaghabadi, 2018):

- *Varians* : rata-rata perbedaan antara titik-titik yang berpasangan
- *Sill* : varians terbesar dari data atau populasi varians, nilai sill merepresentasikan nilai kecenderungan variogram saat jarak semakin besar maka data-data semakin tidak berkorelasi.
- *Range* : Jarak yang ditunjukkan pada kondisi sill. Range akan terus bertambah selama nilai pada titik masih saling mempengaruhi, saat data belum mencapai sill maka data tersebut masih berkorelasi antara satu dengan lainnya.
- *Nugget* : tingkat ketidakmiripan pada jarak nol (error eksperimental). merupakan kondisi dengan variogram berpotongan dengan sumbu Y.

Penggunaan nugget effect untuk memperlihatkan variabilitas jarak pendek baik itu disebabkan oleh faktor luar seperti eror dalam pengukuran, eror pada lokasi, dan sebagainya selain keberadaan dari nugget pada suatu cadangan.

b. Variogram Eksperimental

Variogram eksperimental ini merupakan variogram yang dihitung berdasarkan data yang ada dan merupakan komponen penting dalam metode geostatistika karena mempengaruhi hasil estimasi yang dilakukan. Perhitungan ini dilakukan dengan persamaan di bawah ini.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(X_i) - Z(X_{i+h})]^2 \tag{28}$$

Dengan $\gamma(h)$ adalah variogram untuk jarak sebesar h , $Z(X_i)$ adalah nilai pada titik X_i , $Z(X_{i+h})$ adalah nilai data di titik X_i pada jarak h , $N(h)$ adalah banyaknya pasangan titik yang memiliki jarak h , dan h adalah jarak antar titik. Persamaan di atas menjelaskan bahwa varians antara titik-titik data merupakan fungsi jarak pisah antara titik-titik data atau disebut dengan lag. Variogram eksperimental menghasilkan nilai arah atau derajat kesamaan data terhadap jarak yang telah ditentukan (Negreiros dkk., 2010).

c. Variogram Teoritis

Untuk keperluan analisis, variogram eksperimental ini harus dimodelkan dengan model variogram teoritis. Hal ini guna mendapatkan trend varians data anomali residual gayaberat dari hasil perhitungan variogram eksperimental. Dalam geostatistik, pencocokan antara variogram eksperimental dan teoritis disebut dengan analisis struktur dan dilakukan dengan prinsip “trial and error”. Ada beberapa model variogram teoritis yang digunakan dalam pencocokan, yaitu model bola (spherical), model Gaussian, dan model eksponensial (Negreiros dkk., 2010). Dalam geostatistik, pencocokan antara variogram experimental dan teoritis disebut analisis struktur (structural analysis). Berikut merupakan empat jenis model dan persamaan variogram teoritis yang digunakan adalah sebagai berikut:

- Model Bola (*spherical model*)

$$\gamma(h) = \left((s - n) \left(1 - \exp\left(-\frac{h}{ra}\right) \right) \right) + n1_{(0,\infty)}(h) \tag{29}$$

Untuk $h \leq a$,

$$\gamma(h) = \left((C_0 - C_1) \left(1.5 \left(\frac{h}{a} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{a} \right) \right) \right)^3$$

3. Kriging

Kriging adalah suatu teknik perhitungan untuk menghitung estimasi dari suatu variabel terregional yang menggunakan pendekatan bahwa data yang dianalisis dianggap sebagai suatu realisasi dari suatu variable acak, dan keseluruhan variable acak yang dianalisis akan membentuk suatu fungsi acak dengan menggunakan model struktural variogram. Metode kriging dihitung secara statistik dan menghasilkan interpolasi. Interpolasi adalah proses estimasi pada daerah yang tidak disampel atau diukur, sehingga dapat diketahui sebaran nilai pada seluruh daerah tersebut. Menurut (Bohling, 2005), terdapat beberapa keuntungan dalam menggunakan Kriging sebagai algoritma interpolasi, yaitu:

- Membantu menghilangkan efek dari data yang terkluster, sehingga titik yang berada pada kluster tertentu memiliki bobot lebih kecil dibandingkan dengan data yang terisolasi atau memperlakukan kluster sebagai satu titik data.
- Memberikan estimasi eror (kriging varians) bersama dengan estimasi dari variabel z itu sendiri.

Berdasarkan keuntungan dari metode Kriging tersebut, maka Kriging adalah salah satu metode interpolasi yang paling baik. Menurut (Negreiros dkk., 2010), Kriging merupakan metode Best Linier Unbiased Estimation (BLUE) didukung dengan data yang sudah memenuhi syarat untuk dilakukan Kriging. Syarat tersebut adalah sebagai berikut:

- Data harus stasioner, yaitu rata-rata dan varians tidak memiliki perbedaan yang signifikan.
- Populasi data terdistribusi normal.
- Data yang digunakan merupakan data spasial.

Ketika seluruh syarat sudah terpenuhi, maka dapat dilakukan estimasi menggunakan sebuah persamaan estimator Kriging. Sebuah estimator adalah sebuah persamaan yang menggunakan data untuk menemukan nilai yang representatif pada nilai yang tidak diketahui. Persamaan estimator Kriging sebagai berikut:

$$\hat{z}_0 = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i) \quad (30)$$

dengan \hat{z}_0 adalah nilai estimasi, $z(x_i)$ adalah nilai asli pada titik i , dan λ_i adalah bobot pada titik i . Sehingga, persamaan diatas dikurangi untuk menentukan koefisien dari $\lambda_1, \dots, \lambda_n$ (Kitanidis, 1999).

Perbedaan antara nilai estimasi dengan nilai asli merupakan eror estimasi yang dapat didefinisikan dengan persamaan berikut:

$$\hat{z}_0 - z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i) - z(x_0) \quad (31)$$

dengan nilai $z(x_0)$ adalah nilai asli pada titik tersebut. Bobot harus ditentukan untuk meminimalisir varians estimator. Bobot didapatkan dari fungsi varians atau variogram. Menurut Kitanidis (1999), saat menentukan sebuah koefisien untuk estimator, seperti bobot, koefisien tersebut harus memiliki spesifikasi sebagai berikut:

- Unbiasedness (ketidakbiasan). Untuk membuat estimator menjadi tidak bias untuk setiap nilai mean (rata-rata), dibutuhkan

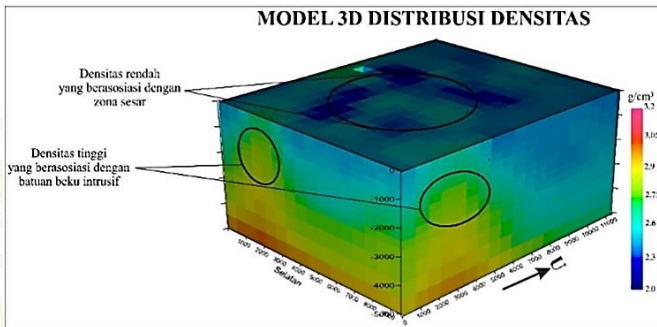
$$\sum_{i=1}^n \lambda(i) = 1 \quad (32)$$

- Varians minimum. Hal ini mengharuskan kuadrat dari rata-rata estimator harus pada nilai minimum.

Tahapan pada metode *Kriging* yaitu Analisa statistik dari sampel data, pemodelan variogram, membuat hasil interpolasi dan menganalisa nilai *variance*. Metode ini sangat tepat digunakan untuk mengetahui korelasi spasial jarak dan orientasi dari data. Kelemahan dari metode ini adalah tidak menampilkan puncak, lembah atau nilai yang berubah drastis dalam jarak yang dekat. Kelebihannya jika dibandingkan dengan pendekatan klasik untuk mengestimasi cadangan mineral adalah bahwa geostatistik mampu memodelkan baik kecenderungan spasial (spasial trend) maupun korelasi spasial (spasial correlation).

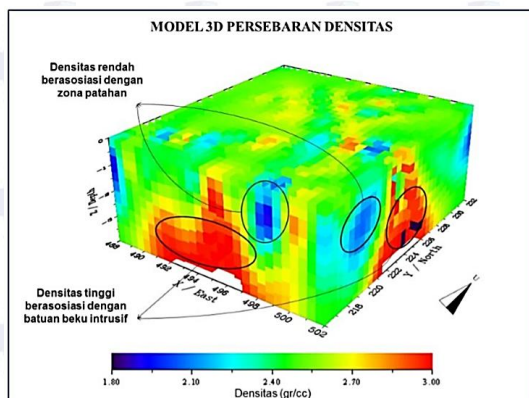
2.2 Penelitian Terdahulu

Penelitian ini mengenai pemodelan inversi tiga dimensi untuk mengetahui gambaran bawah permukaan berdasarkan distribusi densitas batuan dilakukan oleh Sihombing (2018). Didapatkan anomali bouguer lengkap yang diperoleh dengan nilai densitas 2,8 gr/cm³ 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 gr/cm³ di sekitar mata air panas daerah penelitian dengan kedalaman <1000 m. 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 (Sihombing, 2018).



Gambar 2. 8 Model 3D distribusi densitas daerah penelitian (Sihombing,2018).

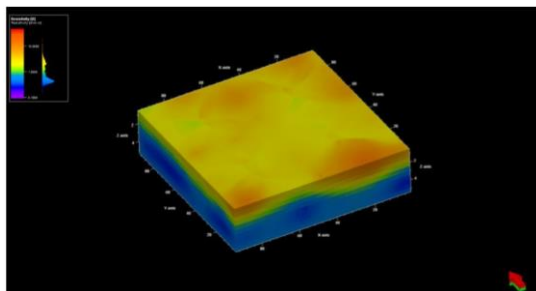
Penelitian dilakukan oleh Parapat (2018) di daerah panas bumi Sipoholon berada pada zona patahan Sumatera dengan manifestasi permukaan berupa mata air panas, bualan gas dan solfatar. Dalam penelitian ini, pemisahan anomali dilakukan dengan memanfaatkan metode Second Vertical Derivative (SVD). Metode ini digunakan untuk memunculkan sumber-sumber anomali yang bersifat dangkal atau lokal sehingga anomali yang dihasilkan dari proses ini adalah anomali residual. Untuk melengkapi pemodelan 2D gaya berat terdahulu, maka penulis melakukan pemodelan 3D pada data gaya berat daerah ini. bertujuan untuk mengetahui gambaran bawah permukaan berdasarkan distribusi densitas batuan secara tiga dimensi (3D).



Gambar 2. 9 Analisis model 3D distribusi densitas (Parapat,2018).

Hasil pemodelan inversi 3D gaya berat ini memperlihatkan bahwa adanya blok batuan berdensitas tinggi dengan nilai antara 2,80 – 3,00 g/cm³ yang berada di bagian selatan dan timur dengan kedalaman > 2 km. Blok batuan ini diinterpretasikan sebagai tubuh batuan beku intrusif dan diduga berperan sebagai sumber panas dari sistem panas bumi Sipoholon. Selain itu, model juga menunjukkan adanya blok batuan berdensitas rendah nilai antara 2,0 - 2,3 gr/cm³ dekat permukaan dan di sekitar mata air panas daerah penelitian (Parapat dkk., 2018).

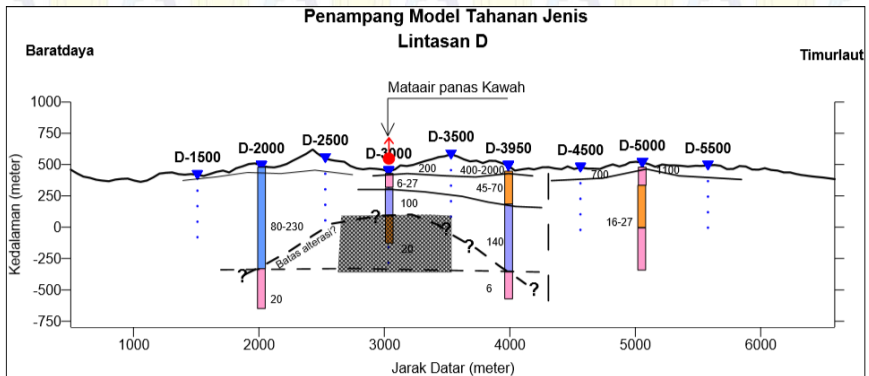
Penelitian ini dilakukan untuk pemetaan bawah permukaan di lokasi timbunan guna mendapatkan nilai volume timbunan limestone menggunakan metode resistivitas 2D konfigurasi Wenner-Schlumberger oleh (Salsabila, 2019). Nilai resistivitas ini diinterpolasi mengisi lokasi yang kosong dengan metode geostatistika. Pada metode ini dianalisis parameter histogram untuk menentukan distribusi data serta analisis parameter variogram untuk menentukan trend kemenerusan data. Berdasarkan hasil analisis kedua parameter geostatistika tersebut, dilakukan interpolasi Kriging yang dapat menghasilkan sebuah model 3D resistivitas. Model 3D yang dihasilkan terlihat lebih halus dan lebih representatif dengan kondisi bawah permukaan bumi dibandingkan dengan hasil inversi pengolahan data resistivitas.



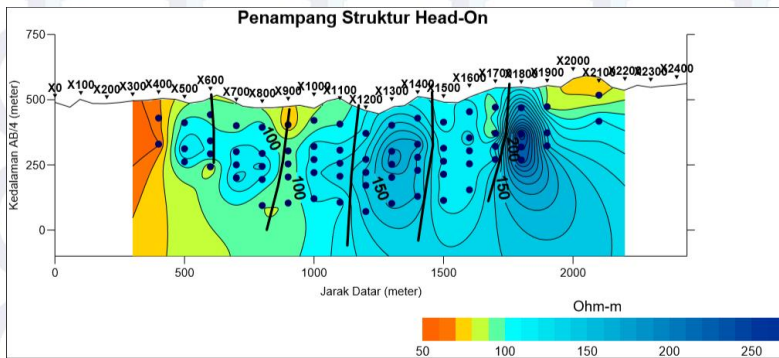
Gambar 2. 10 Model 3D data resistivitas hasil interpolasi Kriging (Salsabila,2019).

Penelitian ini dilakukan oleh Suhanto, dkk (2006) yaitu survei tahanan jenis dc telah dilakukan pada tahun 2006 di daerah Lapangan Panas Bumi X Banten dengan konfigurasi Schlumberger dan “head-on”. Peta tahanan jenis semu memperlihatkan daerah manifestasi panas bumi bertepatan dengan kontras anomali tinggi yang disebabkan oleh batuan beku tebal resistif yang diduga berupa batuan intrusif yang berada di lingkungan batuan dasar sedimen yang

konduktif. Data sounding memperlihatkan suatu lapisan konduktif di kedalaman sekitar 500 m di bawah mata air panas Cikawah, yang diduga berasosiasi dengan batuan intrusif teralterasi argilik. Data head-on memperlihatkan dugaan struktur-struktur sesar di sekitar manifestasi panas bumi yang berarah baratdaya-timurlaut yang diduga mengontrol keberadaan sistem panas bumi di daerah survei.



Gambar 2. 11 Penampang model tahanan jenis (Suhanto dkk, 2006).

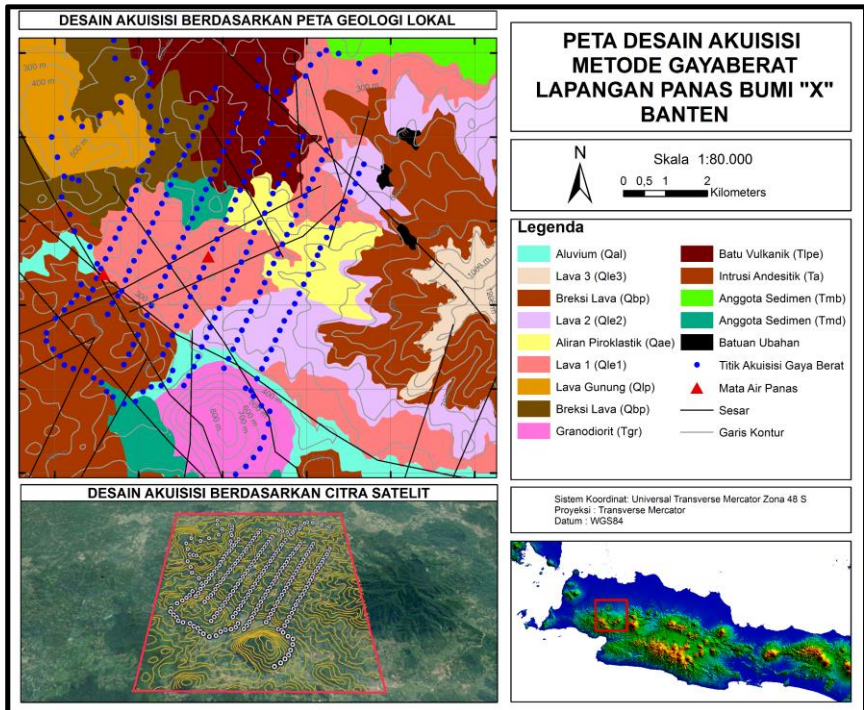


Gambar 2. 12 Penampang struktur tahanan jenis head-on (Suhanto,2006).

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Data dan Lokasi Daerah Penelitian

Lokasi penelitian berada di Lapangan Panas Bumi “X” Banten milik Tim Penyelidikan Geofisika Terpadu Pusat Sumber Daya Geologi (PSDG) Bandung pada tahun 2006. Pengukuran gayaberat menggunakan Gravitimeter La Coste & Romberg G-802. Pengukuran dilakukan dengan interval antar titik 250 – 500 meter sebanyak 245 titik dengan spasi antara 250 meter – 500 meter. Interval antar lintasan dibuat dengan spasi sekitar 1000 meter.



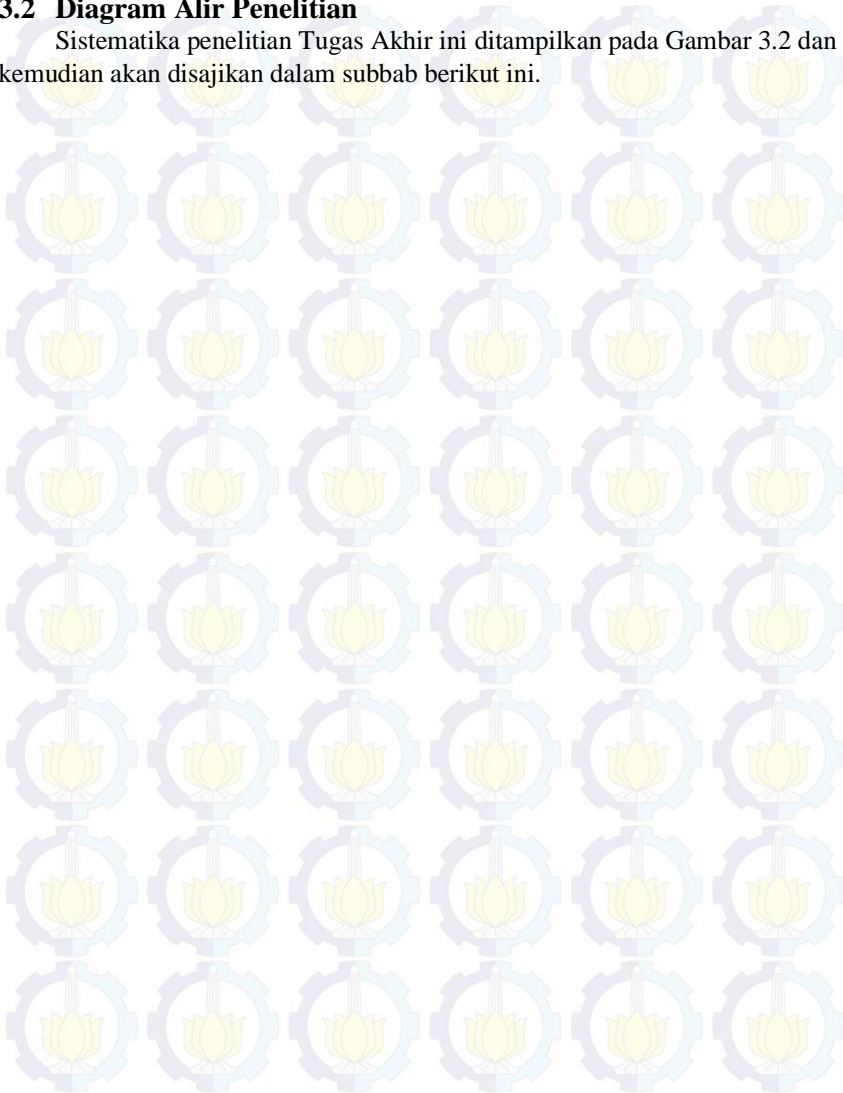
Gambar 3. 1 Peta titik pengukuran metode Gayaberat (modifikasi Tim Survei Terpadu PSDMBP, 2006)

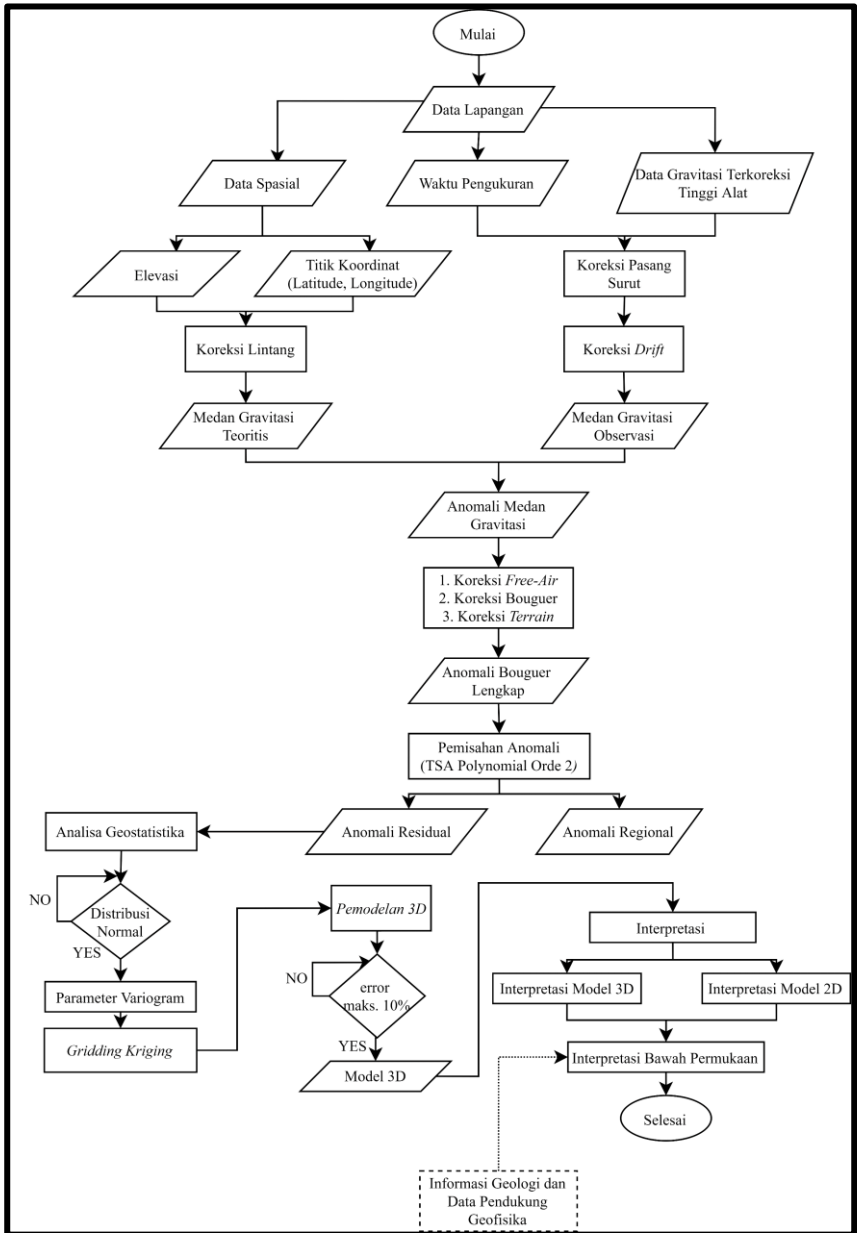
Pengukuran gayaberat pada base stasion dipergunakan sebagai titik tutupan harian dan nilai acuan bagi stasiun gayaberat lainnya. Titik pengukuran penelitian ini berada pada beberapa formasi yang dapat dilihat pada Peta Lembar Leuwidamar (Sujatmiko, 1992), sebagian besar titik pengukuran berada pada anggota Gunung Api Endut, formasi Bojongmanik anggota batulempung,

formasi Badui anggota batugamping, formasi Badui, formasi bojongmanik anggota batugamping.

3.2 Diagram Alir Penelitian

Sistematika penelitian Tugas Akhir ini ditampilkan pada Gambar 3.2 dan kemudian akan disajikan dalam subbab berikut ini.





Gambar 3. 2 Diagram alir Penelitian

Penjelasan masing-masing bagian diagram alir disajikan dalam subbab berikut ini:

3.2.1 Persiapan Data

Data yang digunakan dalam penelitian ini diperoleh dari Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi (PSDMBP) Badan Geologi Kementerian Sumber Daya dan Energi Republik Indonesia, dimana data tersebut merupakan data gaya berat mentah. Data tersebut berisi beberapa parameter antara lain; *time*, *altitude*, koordinat, pembacaan dan elevasi. Parameter tersebut diolah dengan melakukan koreksi hingga mendapatkan anomali menggunakan perangkat lunak *microsoft excel*.

3.2.2 Koreksi Data Gayaberat

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

1. Menghitung koreksi pasang surut dengan menggunakan perangkat lunak *grav-tc*, dengan memasukan data yaitu tanggal, bulan, tahun, jam, menit, detik, koordinat dan elevasi. Parameter tersebut disusun sedemikian rupa di *notepad* dalam bentuk *.txt*. Data diproses dan didapatkan nilai koreksi pasang surut. Untuk mendapatkan nilai gravitasi terkoreksi pasang surut maka, nilai hasil pengukuran dikurangi nilai koreksi pasang surut.
2. Menghitung koreksi *drift* menggunakan persamaan koreksi drift (9), kemudian didapatkan nilai terkoreksi drift dari nilai gravitasi hasil koreksi pasang surut dikurangi nilai koreksi *drift*.
3. Menghitung nilai gravitasi observasi (*G. Obs*), yang diperoleh dari pengukuran di lapangan dengan kondisi sebenarnya pada setiap titiknya. Nilai *Gobs* dipengaruhi oleh, nilai *Gmutlak* yang merupakan nilai gravitasi yang didapatkan dari hasil pengikatan nilai absolut dari suatu titik, pada penelitian ini titik ikat diambil di Museum Geologi Bandung ke stasiun base di daerah penelitian. Selain itu dipengaruhi oleh Δg , merupakan selisih koreksi *drift* antara stasiun ke-*n* dengan base. Nilai *Gobs* didapatkan dari hasil pengurangan *Gmutlak* dengan Δg .
4. Menghitung *G. Normal / G Lintang*, untuk mendapatkan nilai gravitasi teoritis. Melalui pendekatan terbaru yaitu perhitungan berdasarkan model bumi WGS84 yang diterbitkan oleh NIMA, menggunakan persamaan (11).
5. Menghitung koreksi udara bebas (*Free Air Correction*) menggunakan persamaan (15) dengan memasukkan nilai ketinggian yang berasal dari

- pengukuran.
6. Menghitung koreksi Bouguer dengan persamaan (17), nilai densitas yang digunakan berasal dari sampel batuan yang telah diuji oleh laboratorium. Setelah itu dihasilkan anomali Bouguer sederhana.
 7. Menghitung koreksi Medan (*Terrain*) dengan *input* peta DEM (*Digital Elevation Model*) daerah penelitian untuk menentukan jari-jari lokal dan regionalnya.
 8. Menghitung anomali Bouguer lengkap dengan menggunakan persamaan (19). Kemudian hasil nilai dari koreksi-koreksi di atas dimasukkan kedalam perangkat lunak ms. excel 2003 untuk diolah lebih lanjut.

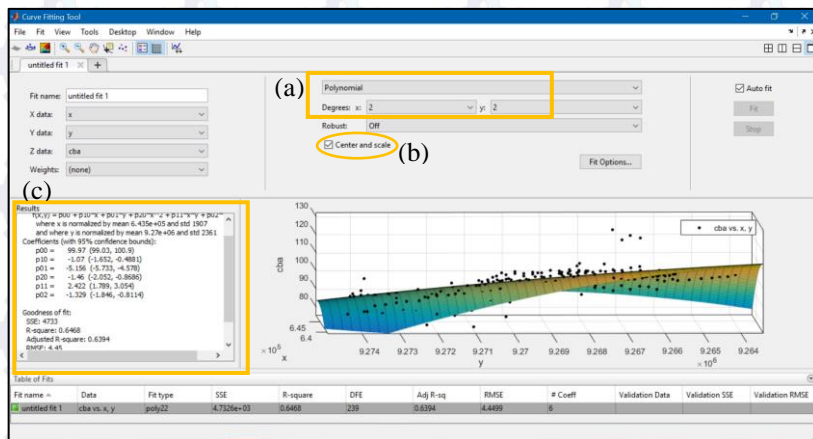
Pengolahan untuk mendapatkan pemodelan peta 2D, pertama buka perangkat lunak. Lalu buat project baru dan kasih nama pada *folder* yang telah ditentukan. Tahapan untuk memunculkan database, pilih menu *database* dan buat *database baru* dengan namanya. Pilih menu *database* lagi→import *database* pilih excel *spreadsheet* →*single sheet*→*select sheet & coloumns* dan *ok*. Proses untuk menghasilkan peta 2D, pilih menu *gridding & images*→*gridding*→*pilih channel to grid* nilai anomali Bouguer, diberi nama pada *output* datanya, inputkan nilai *grid cell* otomatis akan dihitung oleh *software*, *ok*. Peta Anomali Boguer hasil interpolasi *gridding* akan muncul.

3.2.3 Pemisahan Anomali Bouguer Regional dan Residual

Pemisahan anomali ini bertujuan untuk memperoleh nilai anomali residual dan regional yang representatif dengan kondisi bawah permukaan. Metode yang digunakan dalam pemisahan anomali ini adalah *Trend Surface Analysis* menggunakan Polinomial orde 2. Polinomial orde 2 dapat menentukan keheterogenan akibat dari undulasi yang merupakan komponen anomali residual, yang terjadi pada kurva anomali Bouguer. Polinomial orde 2 secara matematis memiliki pangkat dua dengan jumlah suku sebanyak enam, semakin besar orde dan jumlah pangkat maka menandakan bahwa hasil pemisahaan lebih heterogen. Polinomial orde 2 dilakukan dengan cara pencocokan titik-titik data dengan pendekatan kuadrat terkecil. Tujuannya adalah menemukan suatu kurva halus yang paling mendekati data tetapi tidak harus melewati setiap point data.

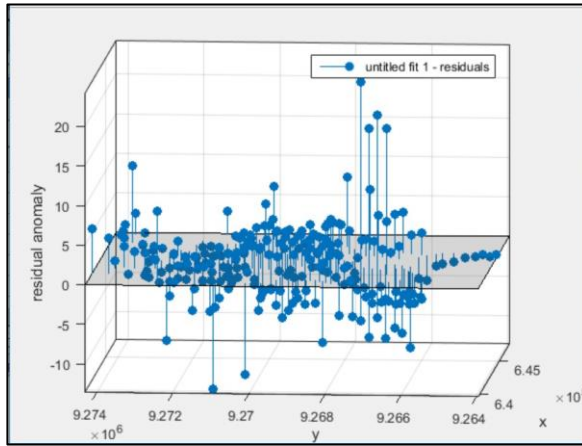
Dilakukan pencocokan kurva (*curve-fitting*) dengan fungsi polinomial orde 2 yang memiliki persamaan seperti yang dijelaskan pada bab 2 di atas. Koefisien-koefisien polinomial merupakan parameter yang diperoleh dari perhitungan ini. Langkah pertama yang dilakukan yaitu, memasukan data x, y (koordinat) dan anomali Bouguer, kemudian menentukan variable dan suku persamaan polinomial orde ke-2, setelah itu dilakukan inversi untuk mencari

koefisien polinomial, hasil dari koefisien tersebut dimasukkan ke persamaan polinomial orde ke-2. Inversi yang digunakan merupakan inversi *least square* dari titik ke bidang *fitting polynomial*, inversi ini digunakan untuk meminimalisir error. Proses inversi memerlukan nilai range koordinat dan anomali Bouguer yang sama atau mengubah skala masing-masing parameter supaya sama, sehingga harus dilakukan proses normalisasi dengan cara parameter *input* dikurangi dengan nilai rata-rata setiap parameter dan dibagi dengan standard deviasi. Proses tersebut dilakukan pada data x, y dan anomali Bouguer dengan tujuan untuk mendapatkan kondisi yang data yang bagus dan hasil inversi yang stabil. Pada matlab bisa digunakan *center and scale* untuk menormalkan data tersebut.



Gambar 3. 3 Parameter yang digunakan untuk Menganalisis Trend Permukaan menggunakan Polinomial Orde-2. (a) merupakan proses memilih *curva fitting* dan orde yang digunakan (b) proses yang digunakan untuk menyamakan range data *input* supaya normal (c) hasil koefisien-koefisien polinomial dari inversi

Dihasilkan anomali regional dan untuk mendapatkan anomali residual maka dilakukan pengurangan nilai anomali Bouguer terhadap anomali regional. Pemisahan ini dilakukan dengan memilih fitur *curve fitting* dan kemudian memasukan parameter orde yang digunakan seperti gambar di bawah ini.



Gambar 3. 4 Nilai Anomali Residual Kurva Fitting setelah dikurangi anomali Bouguer terhadap anomali regional.

3.2.4 Analisis Geostatistika Anomali Residual

Analisis geostatistika yang dilakukan pada anomali residual dengan membuat histogram dan variogram, hasil dari parameter kedua tersebut akan dijadikan sebagai *input* dalam pembuatan *gridding* anomali residual dengan metode Kriging. Tujuan dilakukan analisis geostatistika yaitu untuk mendapatkan model *gridding* Krigging dengan *error* yang minimal. Dalam analisis histogram hal yang harus diperhatikan adalah parameter statistik data, yaitu varians, standar deviasi, mean, median, dan lain-lain. Distribusi data pada histogram harus dipastikan sudah terdistribusi normal agar data memenuhi syarat untuk melakukan interpolasi Kriging. Didapatkan nilai salah satu uji distribusi normal menggunakan *Kolmogrov* dengan nilai 0.07 yang merupakan >0.05 . Nilai >0.05 merupakan nilai yang digunakan sebagai parameter jika data sudah terdistribusi normal. Data anomali residual yang telah terdistribusi normal sebanyak 241.

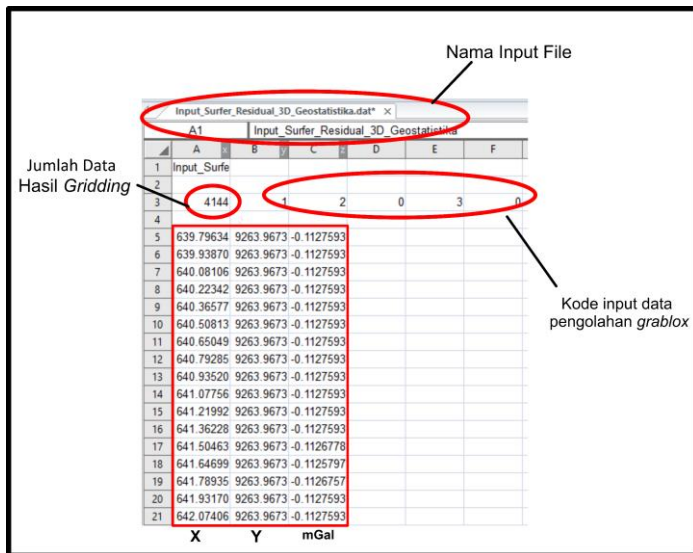
Analisis variogram memiliki beberapa tahapan, yang pertama yaitu dilakukan pembuatan *grid* terlebih dahulu untuk data yang sudah terdistribusi normal dengan cara pilih *new worksheet* kemudian *input* data anomali residual yang telah terdistribusi normal, *save .dat*. Pilih *grids* → *new variogram* → *open file .dat* → *input parameter eksperimental* → *input parameter model (range,sill)* → pilih *model spherical* → *grid data* → *open file .dat* → pilih *gridding Kriging* → pilih *advanced option* → *remove* parameter variogram →

pilih variogram model *get variogram* → *ok*. Kemudian untuk memunculkan hasil *gridding* yaitu, klik *contour* → pilih file *.grid* yang telah di *gridding*. Setelah itu hasil peta anomali residual akan di tampilkan di *software oasis montaj* dikarenakan untuk pembuatan peta anomali.

3.2.5 Pemodelan 3 Dimensi

Dilakukan pemodelan 3 Dimensi untuk mendapatkan gambaran bawah permukaan daerah penelitian melalui distribusi densitas, tujuannya untuk mengetahui struktur geologi yang ada di daerah lapangan panas bumi penelitian. Data yang digunakan dalam pemodelan 3 Dimensi merupakan data residual yang telah dilakukan proses analisis geostatistika seperti yang dijelaskan pada *sub bab* sebelumnya.

Pengolahan data sebagai *input* data awal dengan cara, *open* file hasil *gridding .dat* data anomali residual pada *software Surfer 15* → pilih *general* kemudian *save data* dalam format *.dat*. Klik *grid info* untuk melihat nilai koordinat *max,min*, dan *spacing* → *copy* data tersebut ke *Ms Excel* → *konversi data* tersebut dari meter ke kilometer. Proses selanjutnya yaitu konversi data anomali residual yang telah di *gridding* pada *Ms Excel*, *file* → *open* All file pilih data *.dat* → klik *kolom pertama* → *data* → *convert colum to* → *delimited* → *next* → *tab* dan *space* → *finish*. Muncul data pada kolom A, B dan C yang berturut-turut adalah koordinat X Y dan nilai anomali residual yang masih dalam satuan meter. Karena pada pemodelan 3D gayaberat menggunakan *software Grablox 1.6* semua parameter harus dalam satuan kilometer, maka perlu dilakukan konversi dari meter ke kilometer. Kemudian dilakukan pembuatan *input* model awal pada *software Surfer 15*. Pilih *new worksheet* → *Input data* → *kolom 1 baris 1* berisi *output* data, *output* data ini harus sama dengan nama ketika file *input data* ini pada saat disimpan. *Input kolom 1 baris 2* dengan jumlah data → *kolom 2 baris 3* diisi dengan kode format pengolahan dalam *grablox 123030*. Kemudian pada *baris ke lima* *input* data koordinat X Y dan anomali residual dalam satuan kilometer.



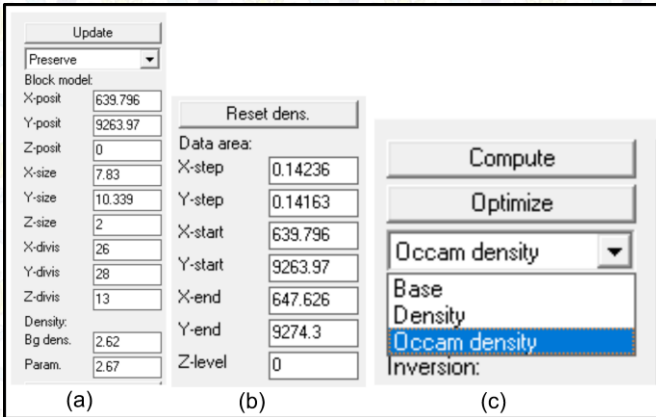
Gambar 3. 5 Pembuatan *input data* pada *Software Surfer* dari Hasil *Gridding*

Pembuatan model awal di perangkat lunak pemodelan 3D dimulai dengan *open* → muncul tampilan open data tetapi pilih *cancel* → *shift only* diubah *preserve* → input beberapa data dari *grid info* surfer yang telah dijadikan dalam satuan kilometer → *input* parameter data sesuai data di bawah ini dan setiap kali mengisi parameter *klik update* → *sebelum* mengisi parameter *x step* *klik reset parameter*.

X posit	: X min	Bg density	: Densitas bouguer
Y posit	: Ymin	Params	: Denstas bumi
Z posit	: Datum	X step	: X <i>spacing</i>
X size	: Xmaks -X min	Y step	: Y <i>spacing</i>
Y size	: Y maks – Y min	X start	: X minimum
Z size	: Kedalaman target	Y start	: Y minimum
X divis	: banyaknya blok X	X ending	: X maksimum
Y divis	: banyaknya blok Y	Y ending	: Y maksimum
Z divis	: banyaknya blok Z	Z level	: Datum

Setelah parameter diatas *diinput* maka data disimpan dengan cara *close* (*klik X* pada kanan atas) → muncul tampilan perintah simpan pilih *yes* → *beri nama file* kemudian enter → *beri nama file yang sama* dan enter. Dilakukan proses *run data* → buka *software pemodelan 3D* → *open model data .inp* yang

telah dibuat → klik file → read grav data → pilih data yang telah dibuat pada software Surfer 15 dalam format .dat → open → ubah shift only ke preserve → klik edit data → min/max value , dengan mengisi range nilai densitas daerah penelitian → klik ok. Ubah density menjadi base → ubah none menjadi all → klik compute → klik optimize berulang-ulang dengan melihat nilai RMS hingga tidak berubah → ubah base menjadi density → klik optimize → run → muncul RMS → ubah density menjadi occam → optimize → run → rms → save data dengan cara close dari software dan memberi nama file baru.



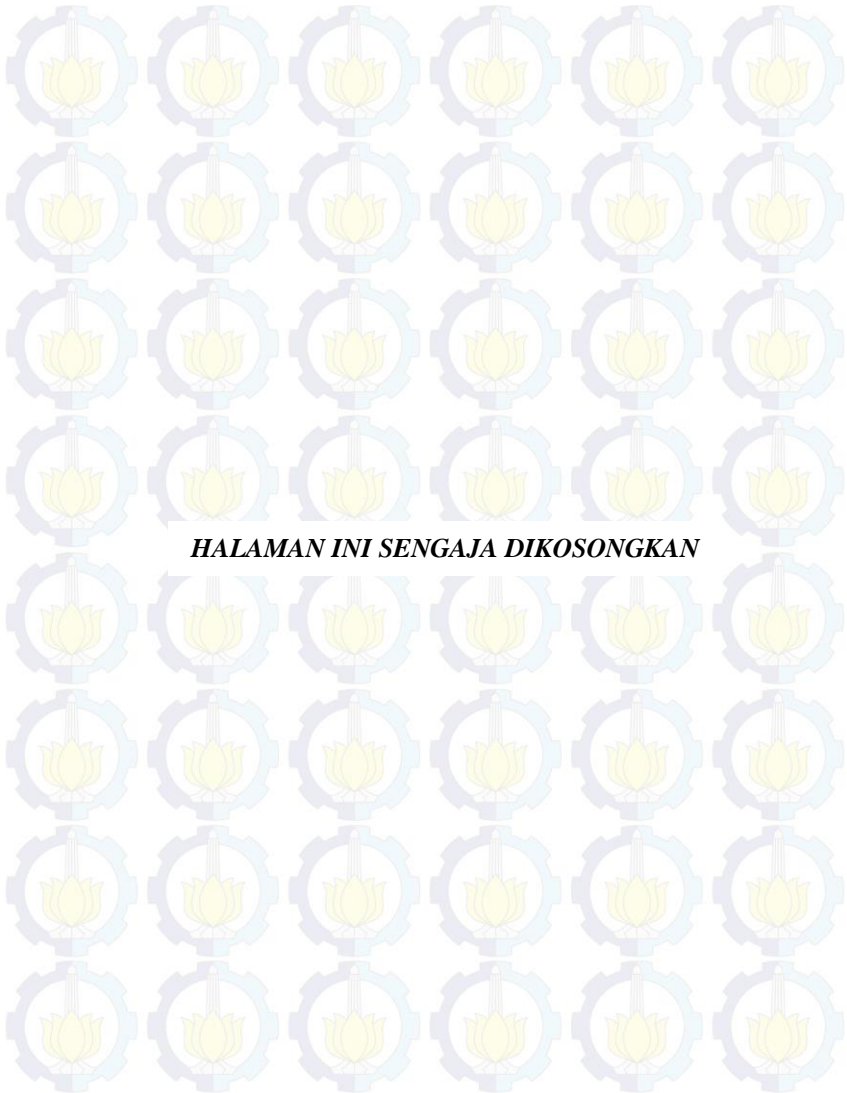
Gambar 3. 6 (a) dan (b) memasukan *input* parameter model awal pada software Grablox 1.6 (c) Mode inversi yang digunakan pada saat run pemodelan dan dilakukan secara berurutan.

Compute digunakan untuk melakukan komputasi menggunakan nilai saat ini dari model dan parameter sistem yang sedang diterapkan. Tombol *Optimize* digunakan untuk memulai inversi. Inversi yang dilakukan oleh software Grablox menggunakan tiga mode, yaitu *base* untuk mengoptimalkan koefisien anomali awal, *density* untuk mengoptimalkan densitas pada blok minor menggunakan metode SVD, *occam density* untuk mengoptimalkan blok minor menggunakan metode *occam* dimana kedua data tidak sesuai (perbedaan antara data yang diukur dan respons yang dihitung) dan kekasaran model diminimalkan.

Hasil pengolahan dari Grablox 1.6 dapat ditampilkan menggunakan software Bloxer 1.6, selain itu dapat dilakukan pengolahan pada hasil blok model 3 Dimensi. Langkah-langkah untuk menampilkan hasil 3D pada software Grablox yaitu open software → pilih file output hasil pengolahan Grablox 1.6 →

klik tanda centang pada *volumetric view* → klik *vert scale* untuk mengganti sudut → klik *X-sexn* untuk melihat *section slicing* sumbu X dan *Y-Sexn* untuk sumbu Y, sedangkan *H layer* adalah tiap kedalaman ketiga model ini menampilkan penampang 2D.

Hasil dari pengolahan inversi menghasilkan nilai persebaran densitas, nilai densitas tersebut dapat di *export* untuk dimasukkan kedalam perangkat lunak *oasis montaj* untuk ditampilkan model 3 Dimensi. Perangkat lunak *Oasis Montaj* hanya bertujuan untuk memudahkan dalam interpretasi. Langkah yang harus dilakukan pada saat *export* hasil inversi pada perangkat lunak *Bloxe1.6* adalah mengubah nilai koordinat dan kedalaman yang awalnya dari kilometer menjadi meter. *Input* database baru, kemudian dilakukan *slicing* dengan cara *grid - utilities-grid profile - section tools - extract section from voxel - section selection - all line*.



HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Estimasi Densitas Batuan

Nilai densitas dalam penelitian ini didapatkan dari uji beberapa contoh batuan. Pengambilan contoh batuan memiliki lokasi yang berbeda-beda dan sudah mewakili seluruh daerah penelitian. Sampel batuan yang diambil sebanyak 8 contoh batuan andesit, kemudian dilakukan analisis di laboratorium dan diperoleh harga densitas yang bervariasi dengan harga 2,30 gram/cm³ hingga 2,75 gram/cm³. Nilai densitas rata-rata dari keseluruhan contoh batuan yang dianalisis sebesar 2,62 gram/cm³. Nilai sampel batuan pada lokasi penelitian yang telah di uji laboratorium menghasilkan nilai denistas sudah masuk ke dalam rentang nilai densitas referensi **Tabel 2.1**. Hasil delapan buah contoh batuan dari analisis laboratorium tertera pada tabel di bawah ini

Tabel 4. 1 Contoh Densitas Batuan Daerah Penelitian Hasil Analisis Laboratorium (Tim Survei Terpadu ESDM, 2006)

No	Kode Contoh Batuan	Nama Batuan	Densitas Batuan
1.	A-1000	Andesit	2,72 gram/cm ³
2.	A-2750	Lempung Hitam	2,30 gram/cm ³
3.	D-3000	Andesit	2,75 gram/cm ³
4.	D-3000	Andesit Tersilifikasikan	2,53 gram/cm ³
5.	G-1750	Andesit	2,74gram/cm ³
6.	Y-6-7	Andesit	2,68 gram/cm ³
7.	GE13/C1750	Gamping	2,63 gram/cm ³
8.	GE16/F0	Granodiorit	2,58 gram/cm ³

Tabel di atas menunjukkan bahwa contoh batuan yang diambil dominan batuan andesit dengan nilai densitas batuan yang berbeda-beda. Hal tersebut dikarenakan batuan di daerah penelitian telah mengalami perubahan yang kuat dari sifat asalnya dan disebabkan oleh adanya proses kegiatan hidrotermal.

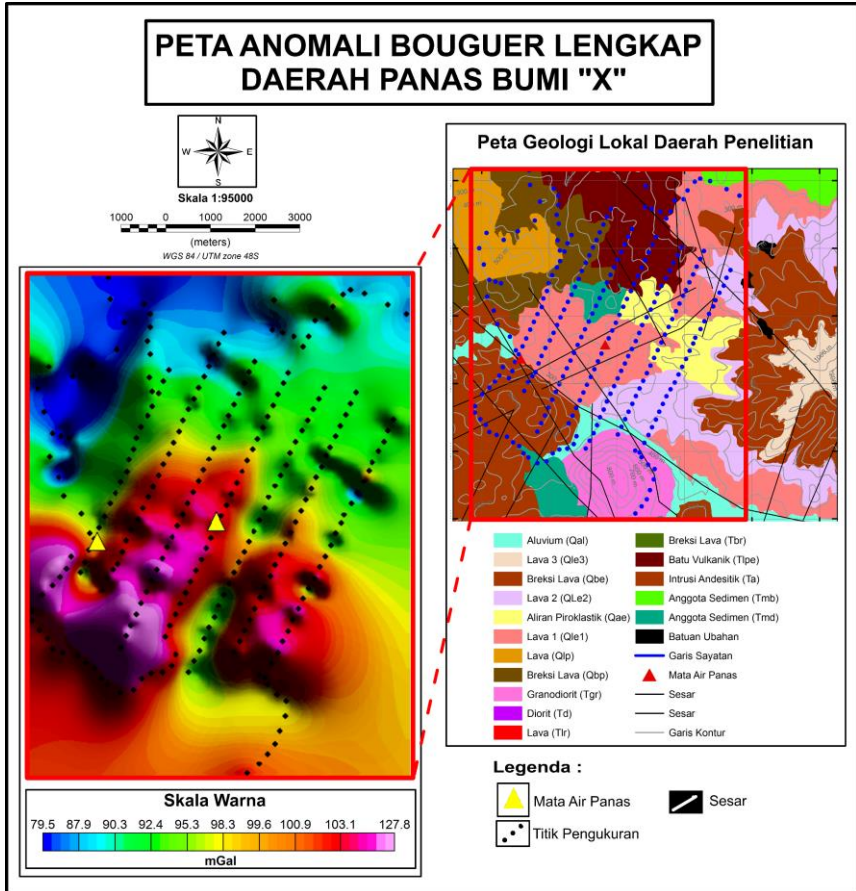
4.2 Anomali Bouguer Lengkap

Koreksi data gayaberat mendapatkan nilai anomali Bouguer dengan nilai referensi densitas rata-rata batuan kerak bumi sebesar $2,67 \text{ gram/cm}^3$. Peta anomali Bouguer pada Gambar 4.1, memperlihatkan pola kontur yang bervariasi, yang dapat digolongkan menjadi pola anomali tinggi, anomali sedang, dan anomali rendah. Pola anomali tinggi memiliki *range* nilai 100 mGal – 127,8 mGal, anomali ini dominan muncul di bagian baratdaya yang memiliki *trend* mengarah ke timurlaut bagian tengah, dan sebagian kecil berada di bagian selatan dan barat. Pola anomali tinggi yang terletak di bagian baratdaya dipengaruhi oleh adanya Gunung Angkaribung dan Gunung Manik, dan diperkirakan di bagian baratdaya batuan yang beranomali tinggi diduduki oleh batuan andesit yang telah mengalami mineralisasi dan menyebar ke arah timurlaut sekitar mata air panas. Anomali tinggi daerah sekitar mata air panas diperkirakan merupakan sumber panas (*heat source*) air panas dan kemungkinan dipengaruhi oleh adanya tubuh intrusi batuan beku di Gunung Angkaribung yang terletak di bawah mata air panas 1 dengan pola anomali tinggi mengerucut. Manifestasi yang terletak di Sungai Cisimeut merupakan mata air panas 2 yang terletak di sekitar bagian baratdaya Gunung Angkaribung dan Gunung Manik.

Nilai anomali Bouguer sedang dengan *range* 90 mGal hingga 100 mGal, yang terletak di bagian barat, tengah, timur, selatan dan tenggara daerah penyelidikan. Nilai anomali sedang ini merefleksikan lava yang lebih muda dari produk Gunungapi berupa lava andesit, lava breksi, batuan breksi, dan endapan piroklastik (tuf). Nilai anomali Bouguer rendah dengan *range* 79 mGal hingga 90 mGal. Nilai anomali ini semakin rendah ke arah baratlaut, utara dan timurlaut, memperlihatkan diduduki oleh batuan sedimen dari Formasi Badui yang terdiri dari satuan batuan lempung hitam dan satuan batuan gamping. Hal tersebut dapat dilihat dengan perubahan nilai anomali Bouguer yang berhubungan dengan perubahan nilai densitas yang cukup rendah. Pola anomali rendah memiliki gradien anomali yang relatif cukup besar.

Peta anomali bouguer memiliki kontur yang dapat memperlihatkan beberapa struktur geologi yang berasosiasi dengan suatu rentang densitas tertentu. Keberadaan struktur geologi salah satunya dapat ditandai dengan adanya kontras anomali negatif dan positif. Struktur geologi menempati daerah yang dinamakan zona lemah, dimana dalam peta geologi **Gambar 4.1** di atas jika dikorelasikan dengan peta anomali Bouguer terdapat nilai anomali rendah sampai tinggi (Tim Survei Terpadu, 2006). Zona lemah cenderung memperlihatkan struktur dalam yang memiliki arah *trend* baratdaya – timurlaut.

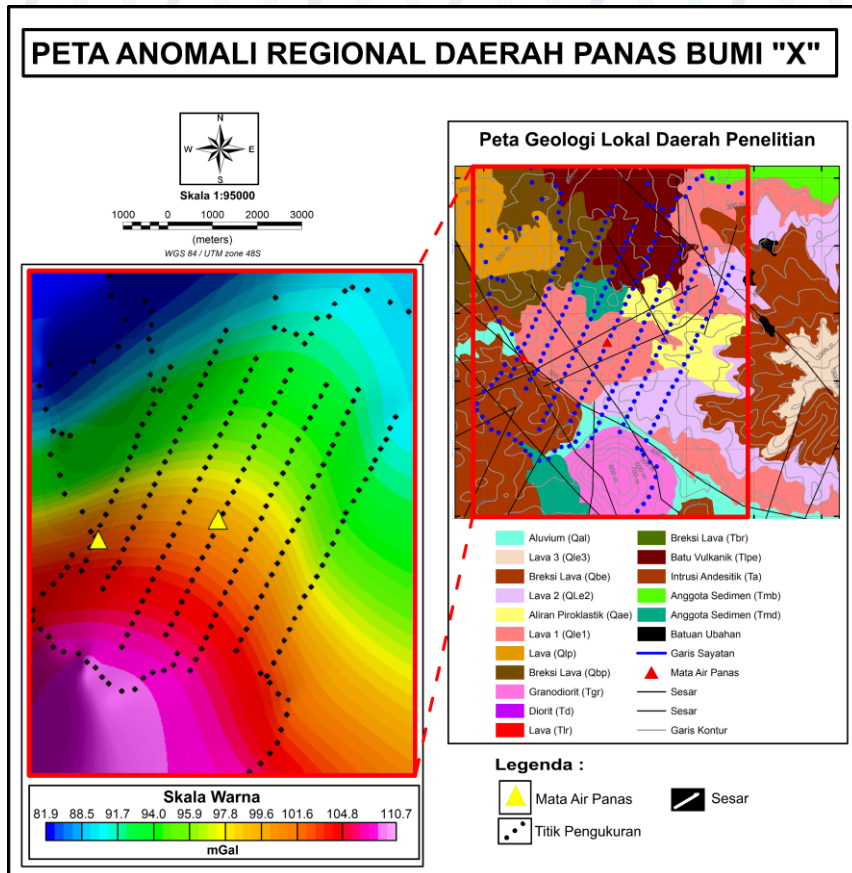
Anomali Bouguer Lengkap yang ditunjukkan pada **Gambar 4.1**, memperlihatkan nilai anomali Bouguer tinggi yang memiliki area lebih dominan di daerah penelitian ini. Hal tersebut menunjukkan bahwa batuan di bawah permukaan daerah penelitian dominan dibentuk oleh batuan vulkanik yaitu andesit dan intrusi andesit yang belum terubahkan. Kondisi tersebut didukung oleh geologi permukaan yang memperlihatkan dominasi batuan vulkanik dan intrusi daripada batuan sedimen. Selain itu contoh densitas yang diambil sebagian besar batuan andesit **Tabel 4.1**.



Gambar 4. 1 Peta Anomali Bouguer Daerah Penelitian yang di *overlay* dengan Peta Geologi Lokal.

4.3 Anomali Regional

Anomali regional merupakan hasil dari pemisahan anomali Bouguer dengan metode *Trend Surface Analysis* menggunakan Polinomial orde 2, dengan memasukan parameter koordinat dan nilai anomali Bouguer dan didapatkan nilai koefisien polinomial orde 2. Analisis *Trend Surface* biasanya akan menghasilkan anomali perpanjangan gelombang pendek bila dilakukan pada orde tinggi dan konsekuensinya adalah terlalu banyak informasi struktur dangkal yang diperoleh, oleh sebab itu untuk membatasinya cukup dengan orde rendah yaitu orde-2.



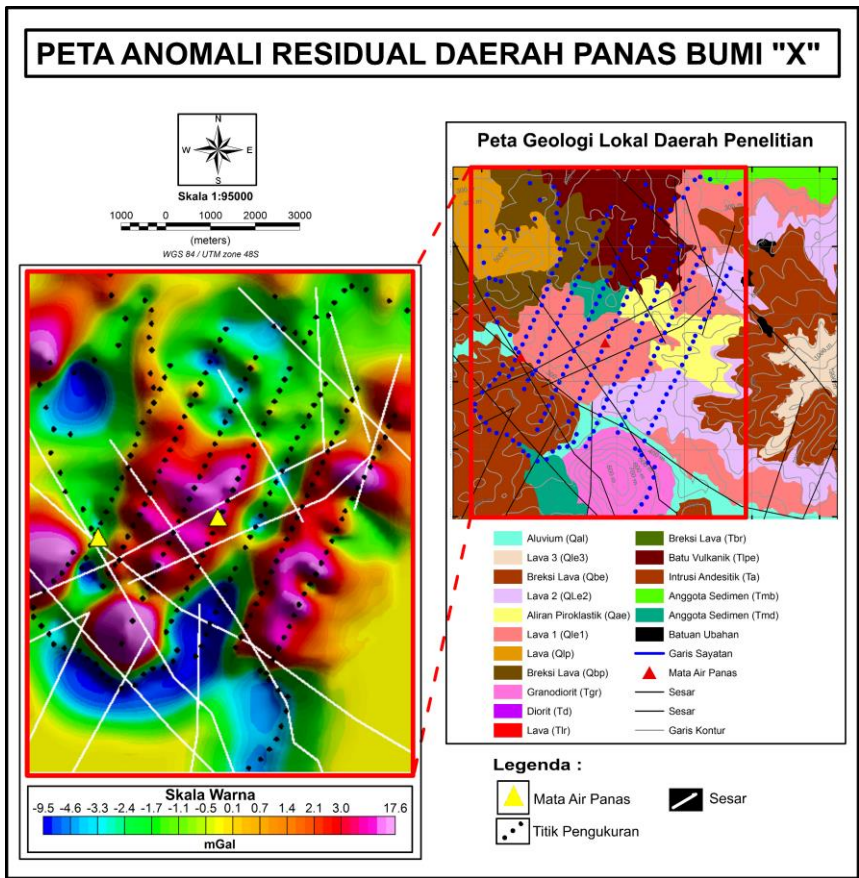
Peta anomali regional pada **Gambar 4.2** yang dihasilkan menunjukkan adanya kelurusan-kelurusan yang muncul dan diduga adanya struktur besar yang terjadi dibagian baratdaya dan tengah dengan arah hampir baratdaya-timurlaut. Anomali regional menunjukkan batas pemisahan antar anomali dengan jelas. Daerah anomali rendah dengan nilai *range* 81,9 mGal hingga 91,7 mGal merefleksikan adanya batuan sedimen yang terdiri dari satuan batuan lempung dan batuan gamping dari Formasi Badui, yang umumnya sudah tua dan sebagian telah mengalami kontak metamorfosa dengan batuan intrusi disekitarnya. Hal tersebut dapat dilihat dari pola anomali yang lurus-lurus menggambarkan struktur dalam berupa lapisan sedimen. Anomali regional sedang dengan nilai *range* 91,7 mGal – 95,9 mGal yang diperkirakan diduduki oleh batuan Andesit, lava breksi dan endapan piroklastik produk gunung api yang usia batumannya jauh lebih muda dari batuan andesit yang ada dibawahnya. Anomali regional tinggi dengan nilai *range* 95,9 mGal – 110,7 mGal menempati daerah baratdaya hingga bagian tengah merefleksikan adanya batuan yang mempunyai densitas tinggi, yang diperkirakan merupakan batuan intrusi andesit yang telah tersilikasi dan termineralisasikan.

4.4 Anomali Residual

Anomali residual ini didapatkan dari hasil pengurangan nilai anomali bouger dengan anomali regional. Data anomali residual sebelum dilakukan proses *gridding* untuk kebutuhan pemodelan 3 Dimensi, akan dilakukan analisis geostatistika. Peta anomali residual berdasarkan nilai anomalnya digolongkan menjadi anomali rendah, anomali sedang, dan anomali tinggi. Anomali rendah dengan *range* nilai $>-9,5$ mGal terletak dominan di sebelah baratdaya hingga mengarah ke selatan. Anomali rendah muncul di bagian baratlaut yang berdekatan dengan kontras anomali tinggi. Anomali rendah di sebelah barat diperkirakan berkaitan dengan batuan terubahkan akibat panas, kondisi ini didukung oleh kenampakan geologi dipermukaan di sekitar daerah tersebut. Anomali sedang dengan nilai anomali -2,4 mGal hingga 0,5 mGal terletak di sebelah baratdaya, tenggara, barat laut dan dominan di bagian utara. Anomali sedang mendominasi daerah ini dan diperkirakan diduduki oleh batuan sedimen dan batuan vulkanik lapuk. Anomali tinggi yang dihasilkan dengan *range* nilai -0,5 mGal hingga 17,6 mGal yang berada pada baratdaya dengan *trend* menuju ke timurlaut, barat, dan sebagian kecil berada di baratlaut. Anomali residual tinggi diduduki oleh batuan andesit yang tersilikasikan dan termineralisasikan. Peta anomali residual dilakukan *overlay* dengan struktur geologi lokal. Diperlihatkan pada peta anomali residual memiliki nilai anomali positif dan negatif yang membentuk kelompok-kelompok anomali tersendiri, sehingga peta

anomali residual memiliki struktur yang kompleks. Pola anomali residual relatif memiliki persamaan dengan pola anomali Bouguer, hal ini diperkirakan karena anomali Bouguer secara dominan diakibatkan oleh struktur dalam. Peta anomali residual menunjukkan bahwa zona tinggi terletak di sebagian besar arah baratdaya. Hasil dari peta anomali Bouguer dan anomali residual terdapat zona anomali tinggi yang berada di bagian baratdaya hingga timurlaut. Daerah dengan anomali tinggi disebelah bagian barat daya yang menuju ke tenggara pada anomali Bouguer, memiliki nilai yang berbeda ketika pada peta residual menjadi anomali rendah. Hal tersebut dikarenakan anomali residual mengangkat / memperlihatkan anomali dari kedalaman dangkal sedangkan pada anomali Bouguer merupakan hasil dari anomali total.

Anomali residual dalam penelitian ini digunakan sebagai target pemodelan untuk mengetahui kondisi bawah permukaan daerah panas bumi, sehingga pada peta anomali residual dapat dilakukan analisis keberadaan struktur. Analisis keberadaan struktur dapat dilakukan pada peta anomali residual dengan cara *mengoverlay* struktur yang terdapat pada peta geologi lokal. Analisis ini menunjukkan bahwa sebagian sesar muncul diperkirakan dari pola anomali rendah dan anomali tinggi yang memiliki kontras sangat tinggi. Analisis struktur yang telah dilakukan Tim Survei Terpadu PSDMBP menunjukkan bahwa keberadaan struktur seperti sesar, kontak litologi dari batuan berbeda dapat dilihat dari, adanya kontras anomali negatif dan positif, kelurusan pola anomali, kerapatan kontur, dan pembelokan anomali yang tajam. Ciri-ciri tersebut mencerminkan bahwa terdapat keberadaan struktur lokal yang cukup kompleks. Struktur utama yang muncul dari peta anomali residual diperkirakan merupakan struktur pengontrol manifestasi di daerah airpanas. Struktur utama yang muncul di anomali residual memiliki kesamaan pada anomali Bouguer, sesar di bagian baratlaut, sesar berarah baratdaya – timur laut dan arah baratlaut – tenggara. Struktur yang diperlihatkan pada anomali residual yang berada di bagian tengah mempunyai arah yang hampir sama dengan yang diperlihatkan oleh anomali Bouguer dengan demikian menunjukkan bahwa struktur lokal searah dengan struktur dalamnya. Sedangkan di bagian utara, selatan dan baratlaut dari daerah penyelidikan antara anomali residual dan anomali Bouguer tidak memperlihatkan kesamaanya, hal ini menunjukkan bahwa struktur yang diperlihatkan pada anomali residual ini diperkirakan merupakan struktur lokal/dangkal.

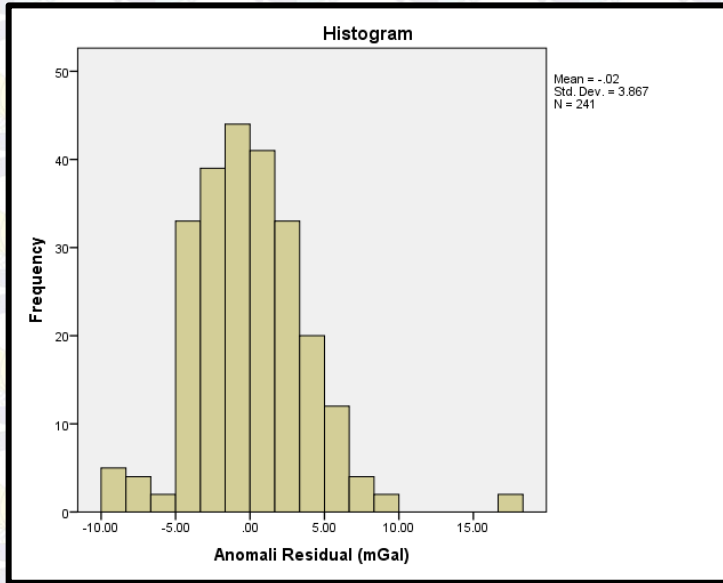


Gambar 4.3 Peta Anomali Residual Daerah Penelitian

4.5 Analisis Geostatistika

Analisis geostatistika membutuhkan parameter statistik berupa histogram dari data yang digunakan. Histogram dibuat dari data anomali residual yang harus terdistribusi normal. Data yang terdistribusi normal diperlukan dalam proses pemodelan geostatistika karena pada operasi Kriging diperlukan sebuah asumsi dengan data adalah stasioner. Asumsi data stasioner dapat dihubungkan jika data dalam kondisi tersistribusi normal. Nilai anomali residual pada daerah penelitian ini memiliki kondisi awal tidak terdistribusi normal, hal tersebut akan mempengaruhi ketelitian proses interpolasi yang dilakukan oleh metode Kriging (Negreiros dkk., 2010). Untuk menormalkan nilai anomali residual ini dapat

dilakukan dengan berbagai cara statistika, seperti mentransformasi data, *men-treatment* data pada masing-masing kelas, dan membuang data yang dianggap *outlier* (Olivia,2015). Variogram sangat sensitive terhadap pencilan data berupa nilai besar atau kecil yang tidak terduga melebihi batas disribusi utama, maka solusi untuk mengidentidikasi *outlier* yaitu dengan cara plot kotak (Olivia,2015). Berikut merupakan histogram hasil dari cara plot kotak (*blox plot*).



Gambar 4. 4 Histogram Nilai Persebaran Anomali Residual

Historam menghasilkan beberapa parameter statistika yaitu *mean*, varians, standar deviasi, median, nilai minimum, dan maksimum data. Nilai mean pada parameter histogram dapat merepresentasikan ukuran butir dari sedimen. Nilai *mean* yang rendah maka mengindikasi ukuran butir yang halus dan sebaliknya. Parameter histogram lain yang digunakan dalam analisis ukuran butir sedimen yaitu nilai standar deviasi. Nilai standar deviasi kecil menunjukkan bahwa butiran sedimen memiliki tingkat keseragaman yang tinggi (Bunte dan Abt, 2001).

Analisis histogram untuk mengetahui beberapa parameter statistik seperti, *mean*, varians, standar deviasi, median, nilai minimum, dan nilai maksimum data. Parameter histogram dapat didapatkan saat proses setelah *gridding* Kriging

dilakukan. Beberapa parameter yang dihasilkan pada *gridding* tercantum pada tabel berikut. Berdasarkan parameter histogram dapat dilihat nilai dari standard deviasi yang memiliki nilai rendah, yang tidak jauh dari nol. Hal tersebut menunjukkan bahwa rentang data yang digunakan tidak menyebar jauh. Nilai standard deviasi juga digunakan sebagai salah satu parameter dalam menghasilkan error pemodelan yang lebih rendah dibandingkan standard deviasinya besar.

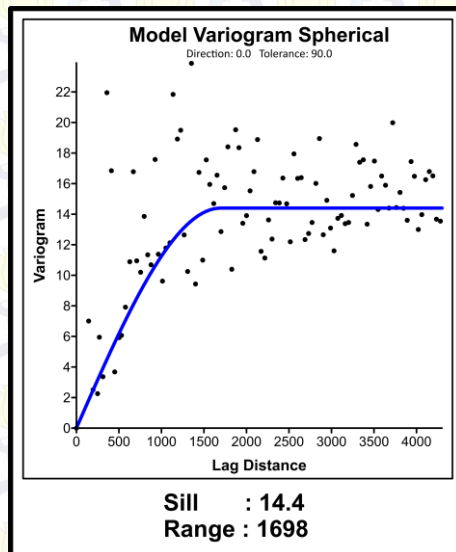
Tabel 4. 2 Parameter Statistik Histogram Data Anomali Residual

Jumlah Data	241
<i>Mean</i>	-0,176
Varians	9,16
Satndart Deviasi	3,026
Median	-0,3047
Maksimum	17,554
Minimum	-9,548
RMS	3,03

Tahap setelah dilakukan analisis histogram yaitu melakukan perhitungan variogram eksperimen. Analisis variogram dilakukan untuk identifikasi variasi parameter yang digunakan dalam sebuah fungsi jarak pisah. Dasar dari analisis ini yaitu bahwa dua titik yang berdekatan dengan parameter sama memiliki nilai yang lebih mirip dibandingkan dengan titik yang berjauhan. Analisis variogram dilakukan pada variogram eksperimental dan model, pada variogram eksperimental perlu didefinisikan parameter seperti *max lag distance*, *lag width*, *vertical scale*, *number of lags* menentukan jumlah pencacahan jarak h pada tampilan variogram. Semakin besar nilai yang diinput semakin jauh jarak yang akan ditampilkan, begitu pula sebaliknya. *Search radius* ini mendefinisikan jarak perhitungan variogram tanpa mementingkan arah. Parameter ini digunakan untuk menampilkan hasil perhitungan variogram serta menentukan berapa banyak pasangan data yang akan dihitung dalam eksperimental variogram. Keakuratan variogram dapat ditentukan oleh ukuran sampel, *number of lags* yang diperkirakan, interval *lags*, dan *trend* suatu data (Olivia,2015).

Pemodelan variogram otomatis, yang secara bersamaan mempertimbangkan kesesuaian variogram eksperimental dan akurasi interpolasi dalam hasil interpolasi variogram pemodelan. Kerangka kerja pemodelan variogram dapat diperlakukan sebagai masalah optimasi nonlinier dengan dua sub-tujuan. Yang pertama adalah untuk mengoptimalkan *goodness of fit* antara nilai variogram eksperimental dan teoritis di bawah kondisi parameter yang

ditunjuk. Kedua, untuk mengoptimalkan perbedaan antara nilai yang diukur dan estimasi kriging terkait dengan model variogram. Estimasi kuadrat terkecil tertimbang digunakan untuk menyesuaikan model ini dengan semivariogram eksperimental. *Goodness of fit* untuk setiap model dihitung dari jumlah kuadrat residual.



Gambar 4. 5 Pembuatan parameter *model variogram* hingga kurva berwarna biru *fit* dengan data.

Dilakukan *fitting* kurva variogram atau perhitungan model variogram dengan mengubah parameter *sill* dan *range*. Prinsip dilakukannya fitting variogram ini adalah menyesuaikan garis model dengan titik-titik data sehingga garis tersebut melewati banyak data. Pada proses ini dapat juga dipilih tipe model kurva untuk proses fitting variogram. Model kurva yang dipilih pada penelitian ini adalah spherical, karena model ini memiliki tingkat keakurasian yang tinggi dan nilai eror yang kecil pada hasil pemodelan untuk data spasial, seperti data geofisika. model variogram yang dipilih ada spherical karena model yang ideal dalam pemodelan variogram untuk interpolasi Kriging dan menghasilkan eror model yang paling kecil. Hasil variogram dengan parameter yang sesuai akan menghasilkan model yang sesuai dengan kondisi lapangan. Kriging merupakan metode estimasi geostatistika linier paling baik karena dalam pengolahannya memiliki syarat tertentu yang harus dipenuhi, seperti data harus

stasioner, dan data terdistribusi normal. Kriging menghasilkan model dengan data-data interpolasi yang mirip dengan data asli dan error sebesar 3%. Error kecil yang dihasilkan oleh Kriging diharapkan dapat memodelkan sesuai dengan kondisi bawah permukaan.

Analisis variogram dilakukan untuk identifikasi variasi parameter yang digunakan dalam sebuah fungsi jarak pisah. Dasar dari analisis ini yaitu bahwa dua titik yang berdekatan dengan parameter sama memiliki nilai yang lebih mirip dibandingkan dengan titik yang berjauhan. Proses *fitting* variogram menghasilkan nilai parameter geostatistika yaitu *sill* sebesar 14.4 dan *range* sebesar 1698. Nilai *sill* dan *range* ini menunjukkan bahwa pada saat mencapai nilai *sill* dan *range* tersebut data-data tersebut masih berkorelasi. Nilai *sill* dan *range* didapatkan berdasarkan *trial and error* hingga mendapatkan kurva biru yang paling banyak mengenai titik-titik data, sehingga ketika kurva sudah banyak menyentuh data akan menghasilkan error yang terkecil.

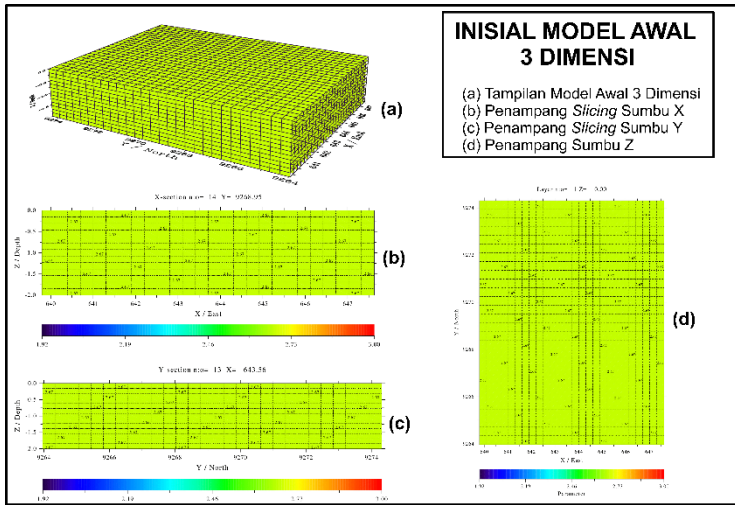
4.6 Pemodelan Inversi 3 Dimensi

Pembuatan model awal dilakukan untuk menentukan persebaran kontras denistas batuan di daerah penelitian berdasarkan anomali residual, selain itu digunakan untuk mennetukan batas-batas koordinat, spasi dari data yang sudah dilakukan *gridding*, serta menentukan jumlah blok yang akan digunakan. Model awal dalam pengolahan *inversi* 3 Dimensi membutuhkan parameter salah satunya adalah target kedalaman, target kedalaman pengolahan anomali residual dalam penelitian ini yaitu 2 km. Target kedalaman ditentukan berdasarkan peta geologi lokal daerah penelitian yang telah buat oleh Tim Geologi (PSDG,2006) yang menunjukkan adanya struktur pada kedalaman hingga 500 meter. Berdasarkan hasil pengukuran metode resistivitas pada daerah penelitian yang dilakukan oleh PSDMBP (2006) diduga terdapat adanya reservoir pada kedalaman >1000 meter dan diperkuat dari referensi Buku Panas Bumi ESDM Jilid 1 yaitu diperkirakan bahwa reservoir muncul pada kedalaman >2000 meter. Sehingga pada kedalaman tersebut dapat diperkirakan target penelitian berupa indikasi sumber panas dan zona patahan dapat didapatkan.

Pembuatan inisial model awal dengan panjang sumbu X, Y, dan Z yang memerlukan beberapa blok minor yang didefinisikan sebagai dX, dY, dZ . Blok mayor pada sumbu X dibagi oleh blok minor sebanyak 26 blok (n_x), sumbu Y menjadi 28 (n_y), dan sumbu Z menjadi 13 (n_z) dan menghasilkan jumlah blok model awal sebanyak 9464 blok minor yang menyusun blok mayor menjadi model awal seperti pada gambar inisial model awal. Parameter densitas merupakan parameter yang paling penting dalam pembuatan model ini,

digunakan nilai densitas $1,92 \text{ gram/cm}^3$ hingga 3 gram/cm^3 , dari parameter densitas menghasilkan model awal dengan blok sesuai dengan nilai densitas dari uji laboratorium yang telah dimasukkan sebesar $2,62 \text{ gram/cm}^3$. Nilai densitas tersebut memiliki nilai tergolong tinggi, karena densitas daerah penelitian sangat mempengaruhi model hasil *inversi*. Pembuatan model awal ini akan menghasilkan sayatan yang tegak lurus dengan sumbu Z sebanyak 13 sayatan dengan menampilkan variasi densitas sebagai fungsi kedalaman. Sayatan yang dihasilkan tegak lurus dari sumbu X sebanyak 28 sayatan dan didapatkan nilai densitas dan kedalaman dengan arah *horizontal*. Sayatan tegak lurus dengan sumbu Y atau (*y section*) dihasilkan sebanyak 26 sayatan dengan nilai densitas dan kedalaman dari arah *vertikal*. Jumlah blok yang dibentuk oleh blok mayor akan mempengaruhi model bawah permukaan, semakin sedikit blok yang digunakan maka model yang didapatkan kurang detail dalam menampilkan bawah permukaan.

Model awal digunakan sebagai data masukan dalam pengolahan *inversi* 3 Dimensi. Diperoleh 4144 titik data dari hasil *gridding* Kriging yang selanjutnya akan digunakan pada proses pemodelan. Pemodelan ini memiliki dua tahap yaitu komputasi dan optimasi. Proses komputasi untuk mengetahui kecocokan model dengan cara menunjukkan perbedaan nilai hasil pengukuran dengan nilai hasil perhitungan yang paling mendekati. Tahapan optimasi yang digunakan dalam penelitian ini yaitu optimasi *Base*, *Density*, dan *occam density* yang dilakukan secara berurutan. Setiap tahapan optimasi yang dilakukan akan berpengaruh pada nilai *error* yang semakin kecil dan semakin menunjukkan kesesuaian data. Optimasi base dilakukan untuk mengoptimalkan nilai-nilai parameter dasar yang ada pada model awal. Optimasi densitas digunakan untuk mengoptimasi nilai densitas supaya nilai densitas data pengukuran dan data perhitungan memiliki nilai yang cocok. Optimasi ketinggian blok digunakan untuk mendapatkan posisi blok dengan ketinggian yang sesuai. Proses pemodelan ini mendapatkan *error* sebesar 6.5% yang memiliki nilai masih di bawah 10%. Nilai *error* yang dihasilkan masih cukup besar hal ini diperkirakan bahwa data anomali residual memiliki banyak struktur yang kompleks sehingga kurva data perhitungan dengan data komputasi memiliki jarak yang lumayan jauh. Tetapi model yang didapatkan sudah dapat menampilkan persebaran densitas sesuai dengan daerah penelitian.



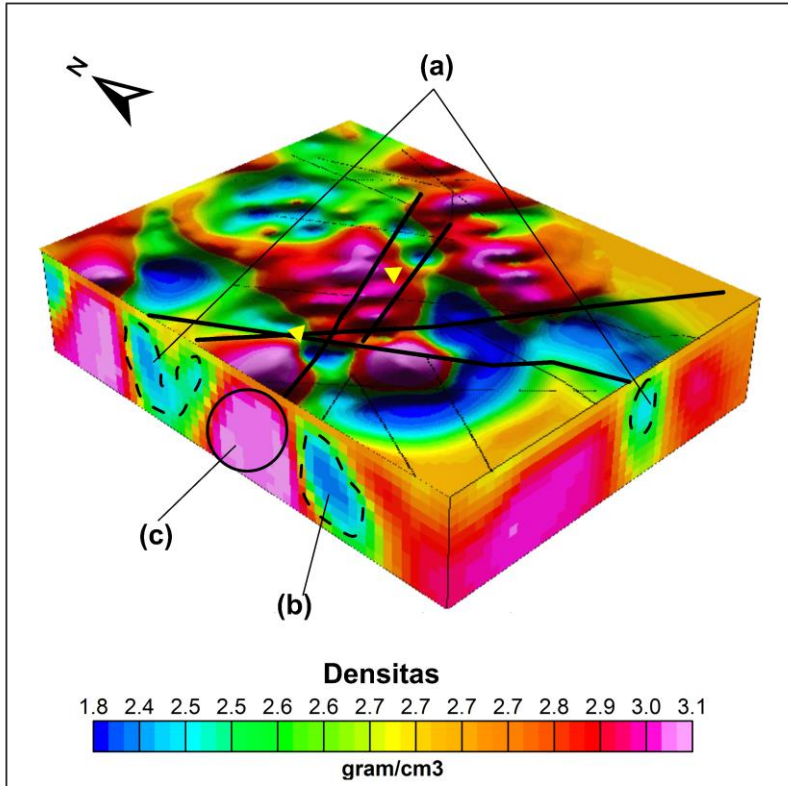
Gambar 4. 6 Inisial Model Awal dalam Pemodelan 3 Dimensi

4.7 Interpretasi Hasil Inversi 3 Dimensi

Hasil pemodelan inversi 3 Dimensi menghasilkan model persebaran nilai densitas. Model 3 Dimensi akan dilakukan analisis dan diperlukan beberapa data pendukung untuk membantu memudahkan dalam interpretasi. Data pendukung yang digunakan berupa peta geologi lokal yang telah dibuat oleh Tim Survei Terpadu PSDMBP. Persebaran nilai densitas rendah terdapat pada kedalaman 250meter hingga 1500meter dengan nilai 2,1 hingga 2,45 gram/cm³ hal tersebut diperkirakan bahwa densitas rendah berasosiasi dengan struktur patahan, hal ini disebabkan karena batuan menjadi permeable sehingga memungkinkan untuk menjadi jalur migrasi fluida panas ke permukaan. Dapat dilihat dari peta geologi lokal dengan menyamakan zona lemah terdapat pada koordinat yang sama dengan struktur yang ada di peta geologi lokal.

Hasil model 3 Dimensi ini didapatkan nilai densitas rendah pada bagian tenggara dengan koordinat 644 – 645 yang merupakan struktur berupa sesar yang berarah baratlaut – tenggara, hal tersebut diperkuat dengan adanya nilai densitas rendah pada daerah baratlaut dengan koordinat sekitar 9272. Berdasarkan peta geologi yang ada, sesar tersebut merupakan sesar geologi yang melewati titik air panas 2, dan diperkirakan sebagai sesar pengontrol adanya manifestasi tersebut.

Penampang Densitas Model 3 Dimensi



Keterangan:

- (a) dan (b), Densitas rendah berasosiasi dengan sesar
- (a) berasosiasi dengan sesar berarah baratdaya-timurlaut
- (b) berasosiasi dengan sesar berarah timurlaut-tenggara
- (c) intrusi batuan beku

Gambar 4. 7 Hasil Pemodelan 3 Dimensi Persebaran Nilai Densitas Daerah Penelitian.

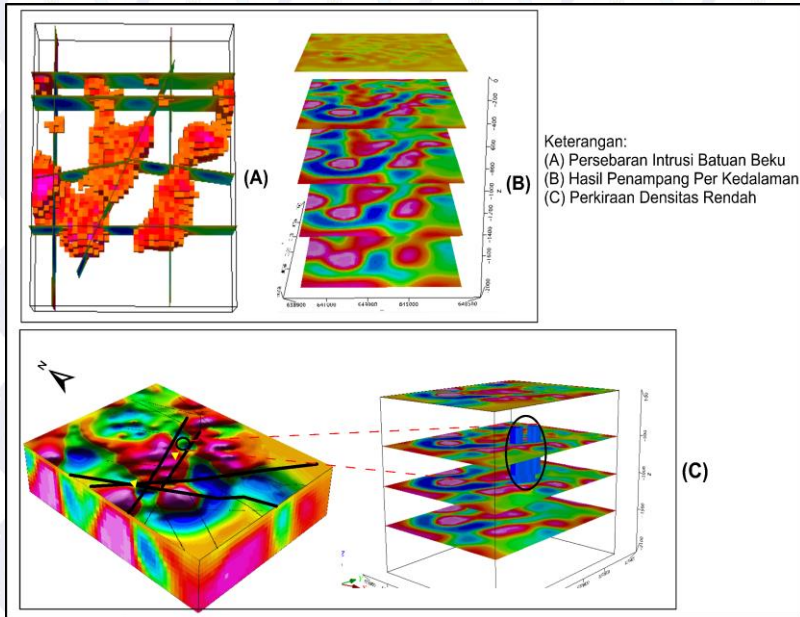
Nilai densitas rendah yang berada di bagian barat dengan kedalaman hingga 1500meter dan terletak pada koordinat sumbu Y 9260 – 9268 yang diperkirakan

merupakan sesar berarah timurlaut - barat daya. Berdasarkan penyelidikan geologi Tim Survei Terpadu PSDMBP merupakan sesar yang mengakibatkan munculnya manifestasi deretan mata air panas 1 disebalah timur.

Berdasarkan Gambar 4.7 hasil model 3 Dimensi persebaran nilai densitas menunjukkan bahwa terdapat densitas rendah yang diperkirakan berasosiasi dengan sesar. Label (a) merupakan nilai densitas rendah dengan rentang nilai 2,1 – 2,5 gram/cm³ yang diperkirakan berasosiasi dengan sesar berarah baratlaut-tenggara. Sesar yang berarah baratlaut-tenggara merupakan sesar mendatar yang memotong batuan dan struktur yang terbentuk sebelumnya. Struktur Ini diduga sebagai media yang memunculkan manifestasi mata air panas. Selain itu, terdapat nilai densitas rendah 2,5 gram/cm³ yang berasosiasi dengan sesar yang terletak lebih selatan berarah baratlaut-tenggara yaitu sesar normal membentuk pemunculan daerah intrusi dan vulkanik Gunung Api daerah penelitian. Pada Gambar 4.7 yang ditandai dengan label (b), merupakan densitas rendah dengan rentang nilai 2,1 – 2,5 gram/cm³ diperkirakan berasosiasi dengan sesar yang berarah timurlaut-baratdaya. Sesar tersebut merupakan sesar mendatar dan peremajaan normal yang memotong formasi hingga ke batuan dasar mengakibatkan munculnya deretan mata air panas 1. Nilai densitas tinggi yang terlihat pada bagian baratdaya dengan densitas 2,75 – 3 gram/cm³ diperkirakan terisi oleh batuan andesit yang termineralisasikan dan menyebar ke arah bagian timur laut yaitu sekitar manifestasi mata air panas 1 dan diperkirakan sumber panas dari mata air panas tersebut. Nilai densitas tinggi diperkirakan terdapat adanya tubuh intrusi batuan beku di sekitar daerah tersebut, dapat dilihat dari hasil pemodelan 3 Dimensi bahwa densitas tersebut membuat pola menerobos ke atas. Hasil dari pemodelan 3 Dimensi juga dapat menampilkan daerah intrusi yang berarah dari baratdaya hingga timurlaut.

Dari Gambar 4.8 di bawah pada label (B) merupakan hasil sayatan dengan nilai per 500meter sehingga didapatkan 4 penampang karena total kedalaman adalah 2000 meter. Nilai densitas kecil yang ditunjukkan dengan warna biru tua hingga biru muda pada bagian baratdaya semakin tidak terlihat hingga kedalaman 1500 meter, hal tersebut diperkirakan bahwa nilai densitas rendah dipengaruhi oleh adanya struktur yang dangkal. Selain itu nilai densitas tinggi pada setiap kedalaman pada sisi bagian baratdaya akan menampilkan pola yang menyatu semakin bertambahnya kedalaman, hal tersebut diperkirakan bahwa terdapat intrusi batuan beku pada bagian baratdaya yang mengarah ke timur laut. Pada gambar (C) menunjukkan hasil dari pengolahan yaitu perkiraan adanya reservoir pada daerah panas bumi ini, perkiraan letak reservoir tersebut

berdasarkan dari pengukuran metode resistivitas oleh Tim Survei Terpadu PSDMBP (2006) > 1000 meter, dan letak reservoir tersebut didasarkan pada model konseptual panas bumi daerah penelitian ESDM (2017) yaitu di daerah timurlaut dan mempunyai kedalaman 500 meter hingga 1500 meter.

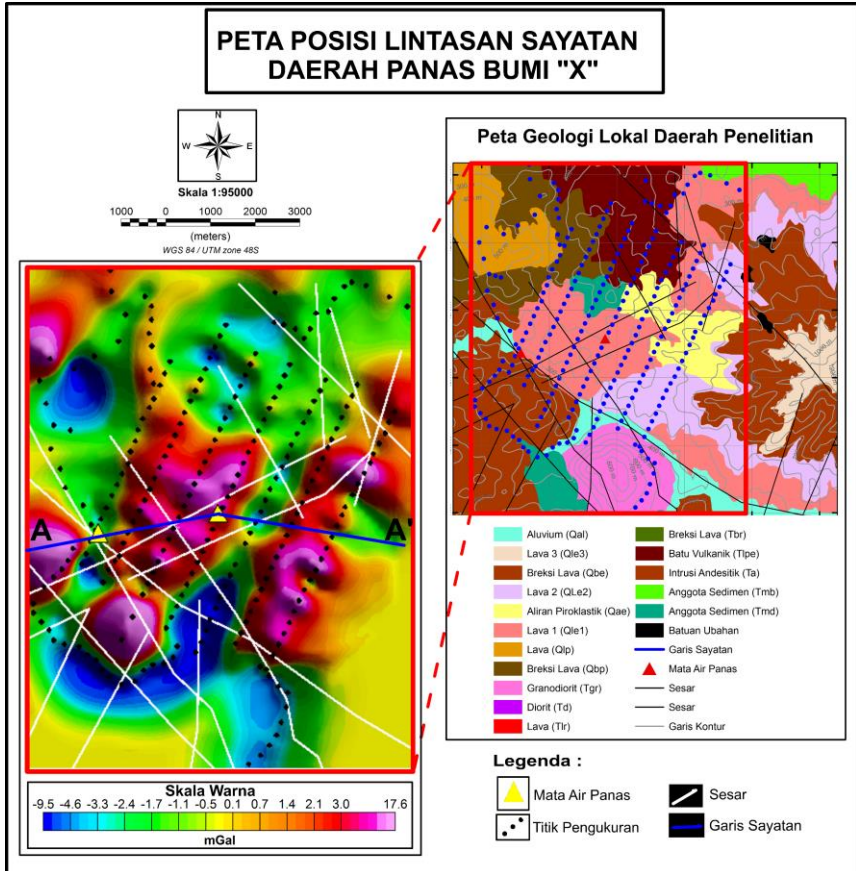


Gambar 4. 8 Hasil Interpretasi Model 3 Dimensi Daerah Interest

4.8 Pembuatan Sayatan 2 Dimensi

Model densitas yang dihasilkan dari pengolahan inversi memiliki hasil sayatan model penampang 2 Dimensi arah horizontal. Sayatan yang dihasilkan terbagi dalam *section X* dan *section Y*, dengan parameter densitas dan kedalaman masing-masing sayatan. Penelitian ini memilih arah sayatan yang sesuai dengan lintasan penampang peta geologi lokal, dikarenakan pada penampang peta geologi lokal akan dijadikan validasi atas penampang 2 D yang diperoleh. Peta penampang peta geologi lokal, memiliki sayatan yang tidak berbentuk garis lurus, akan tetapi sedikit bengkok. Penentuan arah orientasi sayatan penampang 2 Dimensi didasarkan pada arah dan persebaran sesar, perkiraan keberadaan struktur dengan melihat adanya kontras anomali negatif dan positif serta pembelokan anomali yang tajam, struktur geologi daerah penelitian yang menjadi acuan dasar dalam penarikan sayatan. Menurut Kusnadi (2006) terdapat

beberapa struktur geologi yang berkembang pada daerah penelitian ini. Sesar yang berarah baratlaut-tenggara membentuk pemunculan daerah intrusi dan vulkanik Gunungapi daerah penelitian. Sesar yang berarah timurlaut-baratdaya yang mengakibatkan munculnya manifestasi deretan mata air panas. Sesar yang berarah baratlaut-tenggara tampak membentuk garis sejajar yang diperkirakan struktur graben.



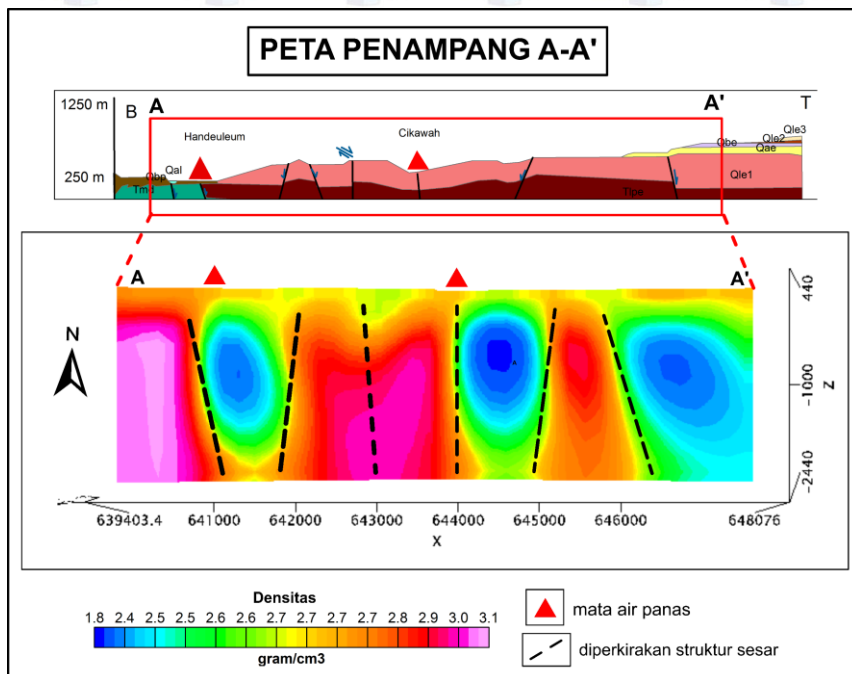
Gambar 4. 9 Peta Posisi Lintasan Sayatan Daerah Penelitian.

Oleh karena pertimbangan dari beberapa kondisi geologi di atas, dimana hampir secara umum struktur geologinya berorientasi barat laut-tenggara dan baratdaya-timurlaut, maka untuk keperluan interpretasi model bawah permukaan

secara 2D diambil arah sayatan dengan orientasi barat-timur atau tegak lurus terhadap sumbu Y. Sehingga seluruh struktur geologi dapat terlihat pada penampang model mulai dari permukaan hingga batas kedalaman model.

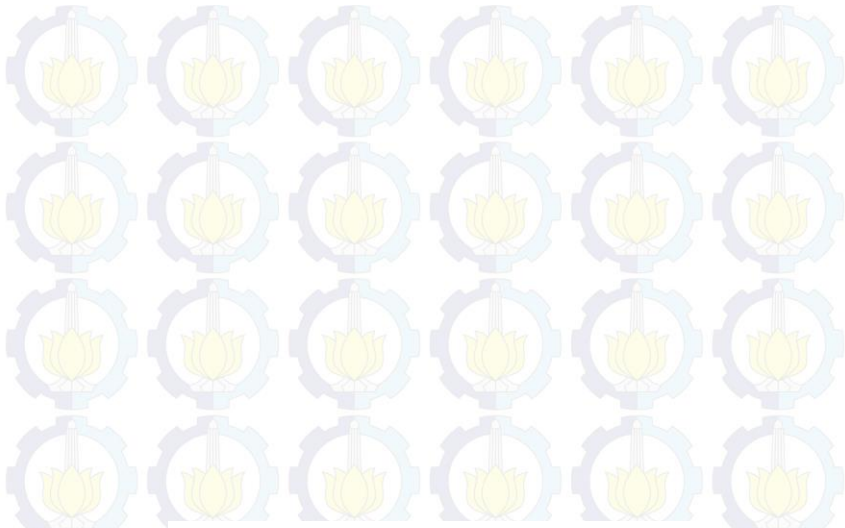
4.9 Interpretasi Hasil Sayatan 2D

Penarikan sayatan A-A' yang memiliki arah barat-timur dilakukan di lokasi yang sama dengan sayatan peta penampang geologi lokal yang dapat menampilkan beberapa struktur yang terlihat di sekitar manifestasi. Berdasarkan hasil *overlay* struktur peta lokal, sayatan A-A' melewati struktur geologi berupa sesar yang berarah barat laut – tenggara, melewati satuan batuan intrusi andesitik, lava, aliran piroklastik, breksi lava, serta melintasi daerah mata air panas. Terdapat massa batuan berdensitas tinggi yang ditandai dengan warna jingga hingga ke merah dengan nilai 2,75 – 2,90 gram/cm³ yang tersebar dibawah permukaan membentuk pola penerobosan keatas dengan rata-rata pada kedalaman 0,5 - 2km.



Gambar 4. 10 Peta Penampang 2 Dimensi Lintasan A-A'

Pola penerobosan ini terdapat pada bagian barat, tengah, dan timur, pada bagian tengah memiliki lebar yang cukup besar hingga 2km, pola penerobosan ini diperkirakan adanya intrusi andesit. Kontras densitas tinggi pada bagian barat antara anomali tinggi hingga rendah, berdasarkan sayatan penampang geologi diperkirakan adanya intrusi andesit yang menerobos batuan dengan densitas rendah. Terdapat persebaran massa batuan berdensitas rendah (warna biru muda) dengan nilai $2,1 - 2,3 \text{ gram/cm}^3$ di beberapa tempat. Salah satunya pada koordinat X antara 641 sampai 442 yang diduga sebagai patahan dan berperan sebagai pengontrol munculnya mata air panas-2. Begitu juga pada koordinat 644 sampai 645 dari permukaan hingga pada kedalaman 1,25 km yang diduga akibat respon dari sesar pembentuk graben. Nilai densitas rendah yang muncul dari bagian barat hingga timur dan terdapat manifestasi diantara densitas rendah tersebut, menunjukkan bahwa adanya struktur graben pada daerah penelitian ini. Struktur ini yang mengontrol adanya manifestasi kedua mata air panas. Sehingga dapat diperkirakan bahwa sistem panas bumi yang ada di daerah penelitian ini adalah sistem panas bumi tipe graben. Massa batuan dengan nilai densitas $2,5 - 2,7 \text{ gram/cm}^3$ yang ditandai oleh warna hijau diperkirakan merupakan batuan sedimen yang berasal dari formasi Badui.



HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN



BAB V SIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian Tugas Akhir ini dapat disimpulkan beberapa hal sebagai berikut.

1. Didapatkan kondisi geologi bawah permukaan daerah penelitian berdasarkan interpretasi data anomali residual yaitu:
 - a. Anomali rendah dengan *range* nilai $>-9,5$ mGal, hingga mengarah ke selatan, diperkirakan berkaitan dengan batuan terubahkan akibat panas.
 - b. Anomali sedang dengan nilai $-2,4$ mGal hingga $0,5$ mGal diperkirakan diduduki oleh batuan sedimen dan batuan vulkanik lapuk.
 - c. Anomali tinggi yang dihasilkan dengan *range* nilai $-0,5$ mGal hingga $17,6$ mGal yang berada pada baratdaya dengan *trend* menuju ke timurlaut diperkirakan diduduki oleh batuan andesit yang tersilifikasikan dan termineralisasikan.
2. Nilai distribusi densitas pada penampang 2D hasil sayatan 3D yang dilakukan pada arah yang tegak lurus dengan struktur geologi dengan orientasi sesuai dengan sayatan peta geologi, maka didapatkan nilai densitas dari beberapa penampang sebagai berikut,
 - a. Nilai densitas rendah $2,1 - 2,3$ gram/cm³ dengan kedalaman 250meter hingga 1500meter, diperkirakan batuan berasosiasi dengan rekahan membentuk zona patahan berupa graben yang mengontrol manifestasi permukaan
 - b. Nilai densitas tinggi $2,75 - 2,9$ gram/cm³ dengan kedalaman 250meter hingga 2000meter, serta memiliki persebaran dari baratdaya ke timur laut dan diperkirakan merupakan intrusi batuan beku, dan pada bagian tengah yang memiliki densitas tinggi diperkirakan merupakan sumber panas mata air panas.
3. Hasil model bawah permukaan secara 3D yang dihasilkan metode geostatistik Kriging:
 - a. Hasil *gridding* Kriging anomali residual yang telah dianalisis geostatistika menggunakan model *spherical* memiliki nilai RMS 3%.
 - b. Adanya blok batuan berdensitas tinggi $2,75 - 2,9$ gram/cm³ pada bagian baratdaya yang diperkirakan batuan beku intrusif dan diduga sebagai sumber panas dari sistem panas bumi daerah penelitian muncul dari kedalaman 250meter hingga 2000meter.

- c. Adanya blok batuan berdensitas rendah $2,1 - 2,3 \text{ gram/cm}^3$ pada bagian tenggara dan barat laut yang diperkirakan sebagai sesar berarah baratlaut – tenggara sebagai pengontrol manifestasi air panas, selain itu pada bagian baratdaya juga diperkirakan sebagai sesar berarah baratdaya – timurlaut yang menyebabkan munculnya manifestasi daerah penelitian.
- d. Blok batuan tinggi yang diperkirakan sebagai intrusi batuan beku memiliki pola baratdaya dengan *trend* yang menyebar ke timur laut
- e. Terdapat nilai denistas rendah diantara densitas tinggi yang muncul pada bagian tengah hampir ke timur laut daerah penelitian, dengan kedalaman 500meter hingga 1500meter, yang diduga sebagai batuan reservoir dalam sistem panas bumi.

5.2 Saran

Hasil dari pemodelan 3D data gayaberat ini, penulis memberikan saran sebagai berikut.

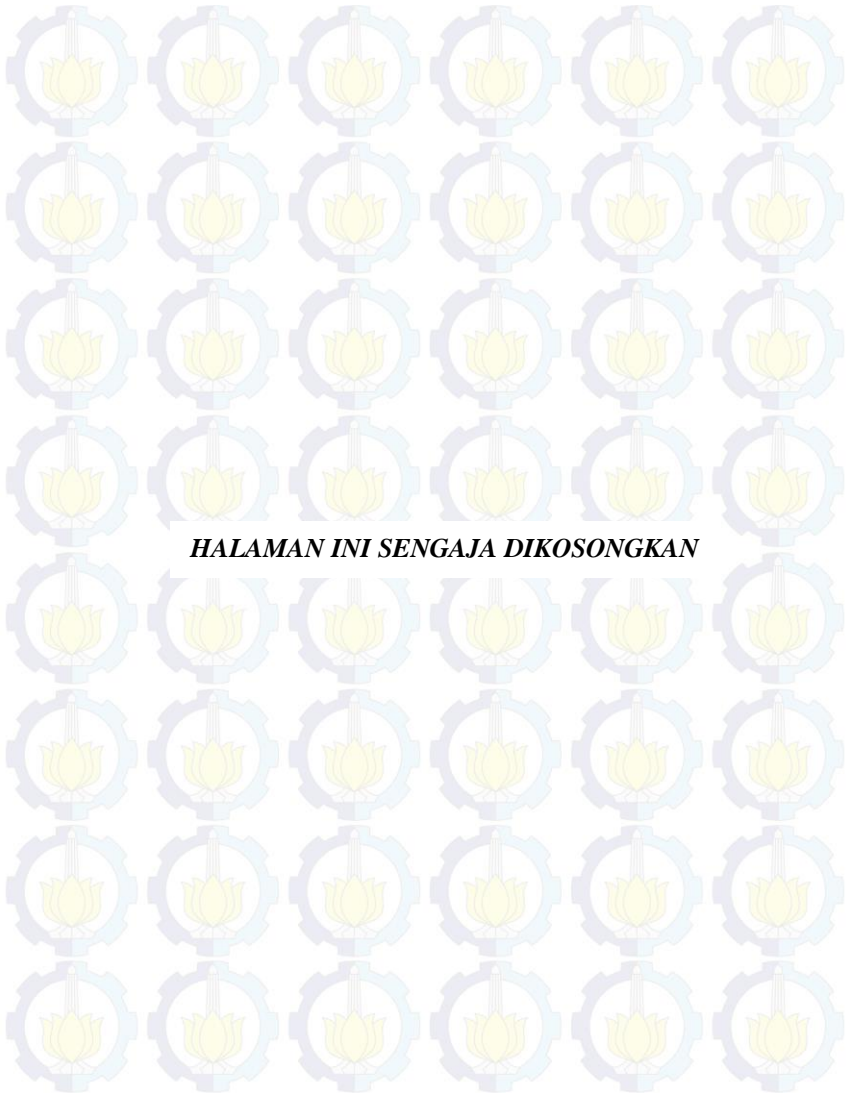
1. Dilakukan analisis geostatistika menggunakan metode selain Kriging.
2. Dilakukan proses analisis FHD (*First Horizontal Gradien*) dan SVD (*Second Derivative Verical*) untuk menganalisis struktur dan jenis daerah penelitian berupa sesar.
3. Membuat model konseptual sistem panas bumi dengan mengintegrasikan data dari metode lain, seperti resistivitas dan Magnetotelurik.

DAFTAR PUSTAKA

- Blakely, R.J. (1995), *Potential Theory In Gravity And Magnetic Applications*, Cambridge University Press, Cambridge [England] ; New York.
- Blakely, R.J. (1996), *Potential Theory In Gravity And Magnetic Applications*, Cambridge University Press.
- Bodaghabadi, M.B. (2018), *Is It Necessarily A Normally Distributed Data For Kriging? A Case Study: Soil Salinity Map Of Ghahab Area, Central Iran*, Hal. 11.
- Bohling, G. (2005), "Introduction To Geostatistics And Variogram Analysis", *Kansas Geological Survey*, Vol.1, Hal. 1–20.
- Energi, K. Dan Mineral, S.D. (2017), "Potensi Panas Bumi Indonesia Jilid 1", *Direktorat Panas Bumi, Ditjen EBTKE Dan Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara, Dan Panas Bumi, Badan Geologi. Jakarta (ID): Kementerian Energi Dan Sumber Daya Mineral.*
- Filayati, M.Q., Patonah, A. Dan Haryanto, I. (2018), *Struktur Geologi Daerah Cikadongdong Dan Sekitarnya, Kabupaten Lebak, Provinsi Banten*, No.03, Hal. 9.
- Haerudin, N. Dan Karyanto, K. (2012), "Aplikasi Metode Polinomial Least Square Berbasis Matlab Untuk Memisahkan Efek Residual Anomali Regional Pada Data Gravitasi", *Jurnal Sains MIPA Universitas Lampung*, Vol.5, No.1.
- Hamilton, W.B. (1979), *Tectonics Of The Indonesian Region*, US Government Printing Office.
- Haryanto, I., Hutabarat, J. Dan Sudradjat, A. (2017), "Tektonik Sesar Cimandiri, Provinsi Jawa Barat", *Bulletin Of Scientific Contribution*, Vol.15, Hal. 20.
- Hinze, W.J., Von Frese, R. Dan Saad, A.H. (2013), *Gravity And Magnetic Exploration: Principles, Practices, And Applications*, Cambridge University Press, New York.
- Hochstein, M. Dan Browne, P. (2000), "Surface Manifestations Of Geothermal Systems With Volcanic Heat Sources", *Encyclopedia Of Volcanoes*, Hal. 835–855.

- Kasbani, K. (2009), "Tipe Sistem Panas Bumi Di Indonesia Dan Estimasi Potensi Energinya", *Buletin Sumber Daya Geologi*, Vol.4, No.3, Hal. 23–30.
- Kitanidis, P. (1999), "Introduction To Geostatistics: Applications In Hydrogeology", *Hydrological Sciences Journal*, Vol.44, Hal. 337–337.
- Martín, A., Núñez, M., Gili, J. Dan Anquela, A. (2011), "A Comparison Of Robust Polynomial Fitting, Global Geopotential Model And Spectral Analysis For Regional–Residual Gravity Field Separation In The Doñana National Park (Spain)", *Journal Of Applied Geophysics*, Vol.75, No.2, Hal. 327–337.
- Moeck, I. (2013), "Classification Of Geothermal Plays According To Geological Habitats", *IGA Academy Report*, Hal. 0101–2013.
- Negreiros, J., Painho, M., Aguilar, F. Dan Aguilar, M. (2010), "Geographical Information Systems Principles Of Ordinary Kriging Interpolator", *Journal Of Applied Sciences*, Vol.10, No.11, Hal. 852–867. [Http://Doi.Org/10.3923/Jas.2010.852.867](http://doi.org/10.3923/jas.2010.852.867).
- Njandjock Nouck, P., Kenfack, C., Diab Diab, A., Njeudjang, K., Jorelle Meli'I, L. Dan Kamseu, R. (2013), "A Geostatistical Re-Interpretation Of Gravity Surveys In The Yagoua, Cameroon Region", *Geofísica Internacional*, Vol.52, No.4, Hal. 365–373. [Http://Doi.Org/10.1016/S0016-7169\(13\)71483-1](http://doi.org/10.1016/S0016-7169(13)71483-1).
- Parapat, J., Hilyah, A. Dan Utama, W. (2018), *Analisis Dan Pemodelan Inversi 3D Struktur Bawah Permukaan Daerah Panas Bumi Sipoholon Berdasarkan Data Gaya Berat*. Diambil Dari [Http://Ejurnal.Its.Ac.Id/Index.Php/Teknik/Article/View/27894](http://ejournal.its.ac.id/index.php/teknik/article/view/27894).
- Purnomo, J., Koesuma, S. Dan Yuniarto, M. (2016), "Pemisahan Anomali Regional-Residual Pada Metode Gravitasi Menggunakan Metode Moving Average, Polynomial Dan Inversion", *Indonesian Journal Of Applied Physics*, Vol.3, No.01, Hal. 10. [Http://Doi.Org/10.13057/Ijap.V3i01.1208](http://doi.org/10.13057/ijap.v3i01.1208).
- Reynolds, J. (1997), "An Introduction To Applied And Environmental Geophysics, John Welly & Sons", *New York*,.
- Salsabila, A.F. (2019), *Evaluasi Volume Timbunan Berdasarkan Pemodelan Geostatistik 3d Data Resistivitas 2d (Studi Kasus: Kecamatan Manyar, Kabupaten Gresik)*.

- Sari, P.I. (2012), *Studi Komparasi Metode Filtering Untuk Pemisahan Anomali Regional Dan Residual Dari Data Anomali Bouguer*, Universitas Indonesia, Depok.
- Sihombing (2018), *Analisis Bawah Permukaan Sistem Panas Bumi Lapangan "X" Berdasarkan Pemodelan Inversi 3d Data Gaya Berat*, Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Surabaya.
- Sugianto, A. Dan Rahadinata, T. (2015), "Pemodelan Gaya Berat 3D Daerah Panas Bumi Dolok Morawa, Kabupaten Simalungun, Sumatera Utara", *Buletin Sumber Daya Geologi*, Vol.10, No.2, Hal. 26–39.
- Sujatmiko, S.S. (1992), "Peta Geologi Lembar Leuwidamar", *Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi, Bandung*..
- Telford, W. (1990), *Applied Geophysics*.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. Dan Sheriff, R.E. (1990), *Applied Geophysics*, 2nd Ed., Cambridge University Press, Cambridge [England]; New York.
- Thurston, J.B. Dan Brown, R.J. (1992), "The Filtering Characteristics Of Least-Squares Polynomial Approximation For Regional/Residual Separation", *Can. Journal Of Expl. Geophy*, 28 (2), Hal. 71–80.
- Uwiduhaye, J. d'Amour, 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.
- Van Bemmelen, R. Van (1949), *The Geology Of Indonesia. Vol. IA: General Geology Of Indonesia And Adjacent Archipelagoes*, US Government Printing Office.
- Wibowo, H. (2009), "Model Bawah Permukaan Berdasarkan Data Geolistrik Dan Bor ; Studi Kasus Penelitian Untuk, Lapangan Pltu, Pembangunan Paiton, D I", *Irb*..
- Widodo, S., Kusnadi, D., Kholid, M. Dan Rezky, Y. (2009), *Evaluasi Potensi Panas Bumi Daerah Gunung Endut Kabupaten Lebak - Provinsi Banten*, Hal. 20.



HALAMAN INI SENGAJA DIKOSONGKAN

BIOGRAFI PENULIS



Sumita Kelista Nurfi Astani lahir di Malang pada 18 Agustus 1997. Pendidikan formal yang ditempuh antara lain SD N Kaumrejo 1 Ngantang, SMP N 1 Ngantang, dan SMA N 1 Ngantang. Tahun 2016, penulis resmi menjadi mahasiswa di Departemen Teknik Geofisika Institut Teknologi Sepuluh Nopember. Riwayat organisasi penulis selama berkuliah di ITS diantaranya menjadi Bendahara Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika ITS pada tahun 2018/2019, Ketua Divisi Kewirausahaan HMGI Wilayah IV pada tahun 2018, dan Staf Divisi Eksternal SEG ITS SC (*Society of Exploration Geophysicist ITS Student Chapter*) pada 2019/2020. Penulis pernah mengikuti beberapa pelatihan software, diantaranya Petrophysics Training dengan tema “Integrated Geomodelling” yang diselenggarakan bersama Tritium Energi Nusantara pada tahun 2019, dan “*Geoworkshop on Geophysical Methods*” yang diselenggarakan oleh Universitas Brawijaya pada tahun 2018. Penulis juga mengikuti kegiatan luar departemen, dengan bergabung dalam kegiatan Pemandu Integralistik Gerigi ITS pada tahun 2018, serta menjadi staf *fundraising* Petrolida tahun 2018. Selama masa perkuliahan penulis menjadi asisten Laboratorium Fisika Dasar pada tahun 2019. Selama masa perkuliahannya, penulis sempat menjadi anggota Beasiswa YBAI ITS. Apabila ingin berdiskusi lebih lanjut mengenai hasil dari Tugas Akhir atau lain hal, dapat menghubungi penulis melalui email sumitakelista@gmail.com. Sekian dan terima kasih.