

**PEMODELAN SISTEM PANASBUMI MENGGUNAKAN PEMODELAN
3D DATA TOPEX GAYABERAT PADA DAERAH PANASBUMI
GUNUNG UNGARAN, JAWA TENGAH**

(SKRIPSI)

Oleh

FELIA YUSTIKA

1715051024



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG**

2022

**PEMODELAN SISTEM PANASBUMI MENGGUNAKAN PEMODELAN 3D
DATA TOPEX GAYABERAT PADA DAERAH PANASBUMI GUNUNG
UNGARAN, JAWA TENGAH**

Oleh

FELIA YUSTIKA

Skripsi

**Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar
SARJANA TEKNIK**

Pada

**Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG**

2022

ABSTRAK

PEMODELAN SISTEM PANASBUMI MENGGUNAKAN PEMODELAN 3D DATA TOPEX GAYABERAT PADA DAERAH PANASBUMI GUNUNG UNGARAN, JAWA TENGAH

Oleh

FELIA YUSTIKA

Gunung Ungaran berada pada daerah kabupaten Semarang, provinsi Jawa Tengah. Penelitian ini bertujuan untuk menggambar kondisi struktur bawah permukaan seperti reservoir dan struktur geologi yang mengontrol manifestasi. Nilai anomali bouguer memiliki anomali rendah kurang dari -20 mGal sampai 5 mGal di puncak Gunung Ungaran dipengaruhi oleh Batuan Gunungapi Gajahmungkur dan nilai anomali tinggi kurang dari 30 mGal sampai 50 mGal di Timur-Selatan di pengaruhi oleh batuan Formasi Kaligesik merupakan batuan vulkanik hasil dari Gunung Ungaran Tua. Dari hasil yang diperoleh terhadap *slicing* 2 lintasan anomali residual daerah penelitian menunjukkan adanya struktur patahan naik dan zona reservoir. Suhu reservoir pada Gedongsongo memiliki temperatur 230 °C, Nglimut memiliki temperatur 150 °C, Kendalisodo memiliki temperatur 155 °C dan Kaliulo dengan temperatur 78 °C.

Kata Kunci: gayaberat, panasbumi, patahan, Gunung Ungaran

ABSTRACT

GEOTHERMAL SYSTEM MODELING USING 3D MODELING OF GRAVITY TOPEX DATA ON THE GEOTHERMAL REGION OF MOUNT UNGARAN, CENTRAL JAVA

BY

FELIA YUSTIKA

Mount Ungaran is located in the district of Semarang, Central Java province. This study aims to describe the condition of subsurface structures such as reservoirs and geological structures that control the manifestation. The bouguer anomaly value has a low anomaly of less than -20 mGal to 5 mGal at the peak of Mount Ungaran influenced by the Gajahmungkur Volcano Rock and a high anomaly value of less than 30 mGal to 50 mGal in the East-South influenced by the Kaligesik Formation rock which is a volcanic rock produced by old Mt. Ungaran. Two residual anomaly trace of the area of interest shows a thrust fault and reservoir zone. The reservoir temperatur at Gedongsongo has a temperatur of 230 °C, Nglimut has a temperatur of 150 °C, Kendalisodo has a temperatur of 155 °C and Kaliulo has a temperatur of 78 °C.

Keywords : gravity, geothermal, fault, mount Ungaran

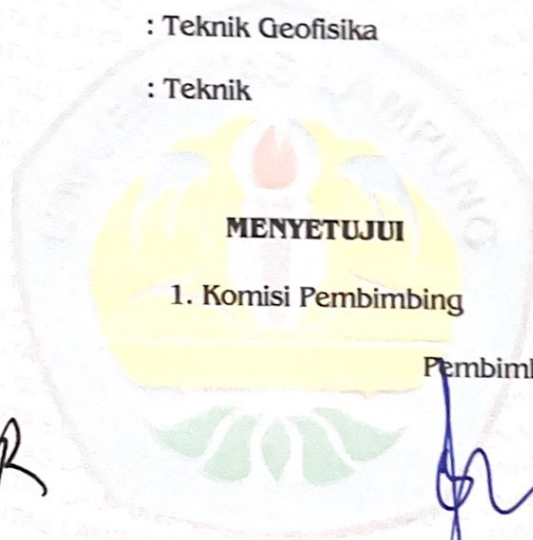
Judul Skripsi : **PEMODELAN SISTEM PANASBUMI
MENGUNAKAN PEMODELAN 3D DATA
TOPEX GAYABERAT PADA DAERAH
PANASBUMI GUNUNG UNGARAN, JAWA
TENGAH**

Nama Mahasiswa : **Felia Yustika**

Nomor Pokok Mahasiswa : 1715051024

Program Studi : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik



Pembimbing I

**Prof. Drs. Ir. Suharno, M.Sc., Ph.D.,
IPU., ASEAN Eng.**
NIP 19620717 198703 1 002

Pembimbing II

Dr. Alimuddin, S.Si., M.Si.
NIP 19720620 200012 1 001

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

Karyanto, S.Si., M.T.
NIP 19691230 199802 1 001

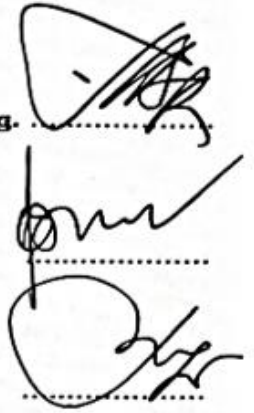
MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

Ketua : Prof. Drs. Ir. Suharno, M.Sc., Ph.D., IPU., ASEAN Eng.

Sekretaris : Dr. Alimuddin, S.Si., M.Si.

Anggota : Ir. Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.



2. Dekan Fakultas Teknik




Dr. Eng. Helmy Fitriawan, S.T., M.Sc.
NIP. 197509282001121002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : 22 September 2022

PERNYATAAN

Saya menyatakan bahwa skripsi yang saya tulis ini bukan merupakan karya dari orang lain melainkan berdasarkan pemikiran saya sendiri, sebagai syarat memperoleh gelar sarjana. Adapun kutipan tertentu dalam penulisan skripsi ini terdapat karya atau pendapat orang lain yang ditulis menurut sumbernya sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka secara jelas sesuai dengan norma, kaidah dan etika penulisan.

Apabila pernyataan ini tidak benar maka saya bersedia dikenakan sanksi sesuai dengan hukuman yang berlaku.

Bandarlampung, 5 Oktober 2022



Felia Yustika
1715051024

RIWAYAT HIDUP



Penulis dilahirkan di Jakarta pada tanggal 1 Maret 1999, anak ketiga dari tiga bersaudara, putri dari Bapak Firmansyah dan Ibu Yunani. Riwayat pendidikan penulis dimana penulis bersekolah dasar (SD) di SD N 2 Metro Timur diselesaikan pada tahun 2011, Sekolah Menengah Pertama (SMP) di SMP Negeri 4 Metro diselesaikan pada tahun 2014, dan Sekolah Menengah Atas (SMA) di SMA Negeri 1 Metro yang diselesaikan pada tahun 2017. Setelah itu penulis melanjutkan pendidikan Perguruan Tinggi Negeri mengambil Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung pada tahun 2017 melalui jalur SBMPTN.

Selama masa kuliah, penulis beberapa kesempatan menjadi asisten praktikum yaitu Geologi Struktur dan Metode Elektromagnetik. Pada tahun 2018 sampai 2020 penulis menjabat sebagai anggota Bidang Multimedia dan Informasi pada Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika Bhuwana Universitas Lampung. Selain itu juga penulis menjabat sebagai Kepala Divisi Internal pada SEG SC Universitas Lampung periode 2019/2020. selama masa kuliah, penulis aktif menjadi Asisten Praktikum di Jurusan Teknik Geofisika. Pada pertengahan tahun 2020 penulis melakukan Kuliah Kerja Nyata Pada kelurahan Beringin Raya Kecamatan Kemiling. Didalam pengaplikasian ilmu di bidang Teknik Geofisika penulis juga telah melaksanakan Kerja Praktik di PT Geo Dipa Energi, dengan judul laporan **“PENGOLAHAN DAN PEMODELAN DATA MAGNETOTERLLURIK (MT) PADA LAPANGAN “Y” PROSPEK PANASBUMI DAERAH ARJUNO WELIRANG”** Pada akhir masa studi, penulis melakukan penelitian untuk memperoleh gelar sarjana teknik dengan judul **“PEMODELAN SISTEM PANASBUMI MENGGUNAKAN PEMODELAN 3D DATA TOPEX GAYABERAT PADA DAERAH PANASBUMI GUNUNG UNGARAN, JAWA TENGAH”**

PERSEMBAHAN

Puji syukur saya panjatkan pada Allah Subhanahu wa ta'ala atas terselesaikannya skripsi ini dengan baik dan lancar. Dan skripsi ini saya persembahkan untuk:

AYAH IBUNDA TERCINTA

FIRMANSYAH YUNANI

Terimakasih atas segala doa, kasih sayang yang selalu ayah ibu berikan tanpa henti, ayah ibu yang senantiasa memanjatkan do'a, setiap keberuntungan ataupun hal yang dipermudah adalah do'a yang ayah ibu panjatkan.

Semuanya takkan terbalas, sebaik apapun kata dalam kertas ini terangkai, sepanjang apapun bait dalam kertas ini bahkan takkan bisa membalas apa yang telah ayah ibu korbakan.

KEDUA KAKAK CANTIK

FERINA NOVIYANI, S.Ak
FENNY YUNITA, S.Kom

Atas semua dukungan, do'a, semangat, perhatian, motivasi, selama ini.

KATA PENGANTAR

Assalamu'alaikum Wr. Wb

Dengan mungucap lafazd Hamdallah penulis ucapkan rasa syukur kepada ALLAH SWT karena telah memberikan nikmat jasmani, rohani dan hidayahnya sehingga penulis mampu menyelesaikan skripsi yang berjudul **“PEMODELAN SISTEM PANASBUMI MENGGUNAKAN PEMODELAN 3D DATA TOPEX GAYABERAT PADA DAERAH PANASBUMI GUNUNG UNGARAN, JAWA TENGAH”**. Skripsi ini ditunjukkan untuk memenuhi salah satu persyaratan ujian guna memperoleh gelar Sarjana Teknik (S.T) pada jurusan teknik geofisika, fakultas teknik universitas lampung. Penulis menyadari bahwa penyusunan skripsi ini masih terdapat kekurangan dan jauh dari kata sempurna baik dalam Metode penulisan maupun dalam pembahasan. Atas segala kekurangan dan ketidak sempurnaan skripsi ini penulis sangat mengharapkan kritik dan saran yang bersifat membangun, sehingga dikemudian hari dapat memperbaiki segala kekurangan.

Wassalamu'alaikum.Wr. Wb.

Bandar Lampung, 5 Oktober 2022

Penulis

Felia Yustika

SANWACANA

Segala puji bagi ALLAH SWT yang telah memberikan rahmat, hidayah dan ilmu kepada penulis, sehingga penulis dapat menyelesaikan Skripsi ini. Sholawat serta salam tak luput penulis junjung agungkan kepada Nabi Muhammad SAW yang safaatnya dinantikan diyaumul akhir. Laporan yang berjudul “Pemodelan Sistem Panasbumi Menggunakan Pemodelan 3d Data Topex Gayaberat Pada Panasbumi Gunung Ungaran, Jawa Tengah” merupakan hasil dari skripsi sebagai syarat untuk mencapai gelar Sarjana Teknik. Skripsi ini dapat berjalan lancar tentunya berkat doa, dukungan dan bimbingan dari berbagai pihak. Terutama penulis mengucapkan terimakasih kepada Badan Geospasial, TOPEX dan USGS karena telah menyediakan data penelitian bagi penulis. Selain itu penulis ingin menyampaikan banyak terimakasih kepada :

1. Bapak Karyanto, S.Si. M.T. selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
2. Prof. Drs. Ir. Suharno, M. Sc.,Ph.D., IPU., ASEAN Eng. selaku dosen pembimbing utama atas ketersedianya memberikan bimbingan yang layak, serta memberi banyak masukan, saran dalam proses penelitian skripsi ini.
3. Bapak Dr. Alimuddin, S.Si. M.Si. selaku pembimbing kedua dalam Tugas Akhir ini yang telah memberikan banyak bimbingan, saran, serta masukan untuk penulisan tugas akhir skripsi ini.
4. Bapak Ir. Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.. selaku penguji dalam Tugas Akhir ini yang telah memberikan masukan, saran, serta kritikan yang membangun.
5. Dosen-dosen Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang saya hormati dan Staff Tata Usaha penuh ucap terima kasih untuk segala bantuan yang diberikan.

6. Kedua orang tua penulis yang telah memberikan dukungan baik secara moril maupun materil dan selalu mendoakan agar dipermudah segala urusan.
7. Kedua kakak-kakakku yang paling cantik telah memberikan dukungan moril dan selalu mendoakan agar dipermudah segala urusan.
8. Kedua keponakanku yaitu Yoda dan Hana yang telah memberikan semangat dan menghibur penulis ketika menyelesaikan skripsi ini.
9. Erlina Messa yang telah menjadi sahabat terbaik selama di perkuliahan dan selalu memberi semangat untuk menyelesaikan skripsi ini.
10. Aulia, Regina, Mia, Irhaz, Sukma, dan Varen yang telah membantu dan memberikan dukungan menyelesaikan skripsi ini.
11. Angkatan tercinta, angkatan 2017 yang tidak bisa disebutkan satu persatu terimakasih banyak sudah membantu penulis, terimakasih sudah mau direpotkan, dan terimakasih sudah memberikan saran-saran untuk penulis.
12. Terimakasih untuk diriku sendiri terimakasih sudah menjadi support system satu-satunya dalam hidup dan berjuang untuk menyelesaikan skripsi ini, dan terimakasih untuk tidak menyakiti diri sendiri karna omongan orang-orang yang membuat mental *down*.
13. Terimakasih kepada lagu milik mbak Woro Widowati yang telah menemani saya selama mengerjakan skripsi ini.

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRAK	i
ABSTRACT	ii
PERSETUJUAN	iii
PENGESAHAN	iv
PERNYATAAN	v
RIWAYAT HIDUP	vi
PERSEMBAHAN	vii
KATA PENGANTAR	viii
SANWACANA	ix
DAFTAR ISI	xi
DAFTAR TABEL	xiii
DAFTAR GAMBAR	xiv
I. PENDAHULUAN	1
1.1. Latar Belakang	1
1.2. Tujuan Penelitian.....	2
1.3. Batasan Masalah.....	2
1.4. Manfaat Penelitian.....	3
II. TINJAUAN PUSTAKA	4

2.1. Letak Daerah Penelitian	4
2.2. Geologi Regional Daerah Penelitian.....	5
2.3. Geokimia	8
2.4. Penelitian Terdahulu.....	11
III. TEORI DASAR	15
3.1 Konsep Dasar Metode Gayaberat.....	15
3.2 Koreksi-Koreksi Dalam Metode Gayaberat	18
3.3 Analisis Spektral.....	23
3.4 <i>Moving Average</i>	26
3.5 Metode <i>First Horizontal Derivative</i>	27
3.6 Metode <i>Second Vertical Derivative</i>	27
3.7 Pemodelan Bawah Permukaan	29
3.8 Sistem Panasbumi.....	30
3.9 Geokimia	32
IV. METODOLOGI PENELITIAN.....	40
4.1. Tempat dan Waktu Penelitian.....	40
4.2 Alat dan Bahan	40
4.3 Jadwal Penelitian.....	41
4.4 Prosedur Penelitian.....	41
4.5 Diagram Alir	44
VI. KESIMPULAN DAN SARAN.....	79
6.1 Kesimpulan.....	79
6.2 Saran.....	80

DAFTAR PUSTAKA

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Hasil analisa kimia air pada manifestasi panasbumi gunung ungaran di daerah Gedongsongo, Kendalisodo dan Kaliulo	8
2. Hasil analisa kimia air pada manifestasi panasbumi gunung ungaran pada ketiga sumur di Nglimut.....	10
3. Presentase kandungan Cl, SO ₄ dan HCO ₃ pada ketiga di Nglimut	10
4. Hasil perhitungan geotermometer gas.....	11
5. Nilai densitas batuan	17
6. Operator filter SVD.....	28
7. Persamaan geotermometer silika	38
8. Jadwal kegiatan penelitian	41

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Peta administrasi lokasi penelitian	4
2. Peta geologi daerah penelitian	7
3. Diagram segitiga kandungan unsur Cl-SO ₄ -HCO ₃ dalam air panas di Gedongsongo, Kendalisodo dan Kaliulo	9
4. Gaya tarik menarik antara dua benda.....	15
5. Grafik metode parsnis	22
6. Grafik metode nettleton	23
7. Kurva Ln A terhadap k.....	25
8. Sistem Panasbumi	31
9. Diagram segitiga Cl, SO ₄ dan HCO ₃	35
10. Diagram segitga Na-K-Mg.....	36
11. Kurva kelarutan silika terhadap suhu	37
12. Diagram Alir	44

I. PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Perencanaan energi sangatlah penting untuk dilakukan untuk mengetahui potensi pemanfaatan energi. Dalam hal pemanfaatan energi baru terbarukan, Pemerintah Indonesia mencanangkan energi baru terbarukan sampai 23% pada tahun 2025 dan naik lagi 31% pada tahun 2050. Salah satu energi terbarukan yang sangat potensial untuk menjadi sumber pemanfaatan energi terbesar adalah energi panasbumi.

Panasbumi merupakan salah satu energi terbarukan sebagai alternatif yang digunakan di banyak negara khususnya di Indonesia untuk mengurangi ketergantungan terhadap energi fosil. Indonesia memiliki potensi sebesar 11.073MW dan cadangan sebesar 17.506MW (KESDM,2017). Potensi panasbumi tersebar pada seluruh daerah Indonesia dikarenakan sesuai dengan letaknya yang berada di gugusan gunungapi dan zona lempeng aktif dunia.

Gunung Ungaran berada pada Kabupaten Semarang, Provinsi Jawa Tengah. Gunung Ungaran merupakan gunung yang mempunyai sebuah potensi panasbumi karena adanya manifestasi fumarol, sulfatara, mata air panas, lumpur panas, endapan travertine dan batuan teralterasi. Manifestasi panasbumi Gunung Ungaran terletak pada lereng Barat Laut, Barat Daya serta Tenggara. Untuk mengetahui zona prospek dari lapangan panasbumi ini dilakukan penelitian menggunakan metode gayaberat. Metode gayaberat adalah metode percepatan gravitasi di permukaan bumi yang dipengaruhi oleh perubahan densitas batuan bawah permukaan untuk identifikasi struktur

geologi bawah permukaan. Perbedaan nilai rapat massa akan memperlihatkan anomali berupa struktur seperti patahan. Patahan sebagai jalur keluar dan masuknya fluida dalam sistem panasbumi.

Pada penelitian ini menggunakan metode gayaberat dengan memanfaatkan data TOPEX untuk menggambarkan struktur patahan bawah permukaan sebagai sistem pengontrol panasbumi dengan menggunakan pemodelan 3D pada daerah Gunung Ungaran.

1.2 Tujuan Penelitian

Penelitian ini memiliki tujuan antara lain:

1. Menentukan kedalaman regional dan residual dengan menggunakan analisis spektrum.
2. Mengidentifikasi struktur patahan daerah penelitian berdasarkan analisa FHD dan SVD.
3. Menginterpretasi bawah permukaan melalui pemodelan 3D (*inverse modelling*).
4. Membuat model hipotesis panasbumi pada Gunung Ungaran.

1.3 Batasan Masalah

Penelitian ini memiliki batasan masalah antara lain:

1. Data yang digunakan adalah gayaberat yang telah didapatkan berupa data TOPEX.
2. Pemisahan anomali residual dan regional memakai filter *moving average*.
3. Membuat pemodelan 3D (*inverse modelling*) untuk menggambarkan kondisi struktur bawah permukaan Gunung Ungaran.

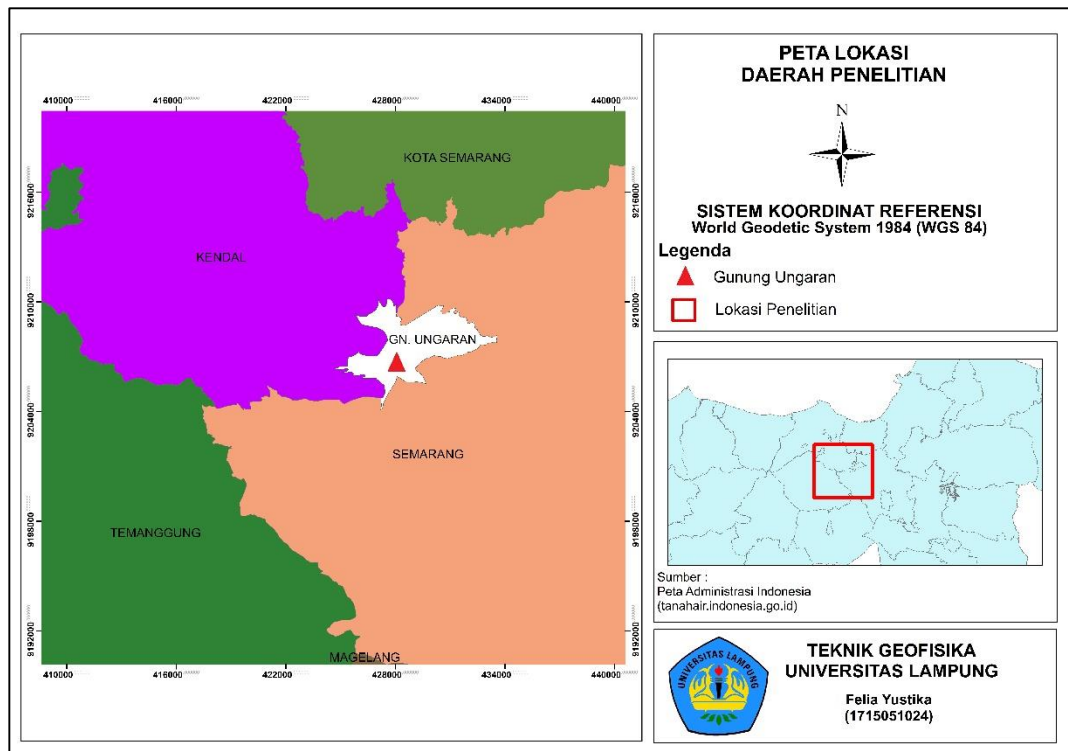
1.4. Manfaat Penelitian

Penelitian ini diharapkan dapat menambah pengetahuan mengenai pengolahan data gayaberat dalam identifikasi struktur bawah permukaan pada Gunung Ungaran yang nantinya dapat dijadikan suatu referensi dan acuan pada penelitian selanjutnya

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Letak Daerah Penelitian

Secara geografis daerah penelitian ini berada pada koordinat $110^{\circ}20'27''$ Bujur Timur dan $7^{\circ}10'3''$ Lintang Selatan. Daerah penelitian secara administratif terletak pada Kabupaten Semarang, Provinsi Jawa Tengah. Gunung Ungaran memiliki ketinggian 2050 meter.



Gambar 1. Peta administrasi lokasi penelitian

2.2. Geologi Regional Daerah Penelitian

Stratigrafi daerah Ungaran dari yang tua ke yang muda sebagai berikut:

a. Formasi Kerek (Tmk)

Formasi kerek yang terdiri atas selang-seling batu lempung, batu gamping, napal, konglomerat, breksi vulkanik dan batu pasir tufan. Secara tidak selaras batuan beku dan formasi yang berumur Miosen.

b. Formasi Penyataan (Qtp)

Formasi penyataan yang terdiri atas breksi vulkanik, tuf batu lempung, batu pasir tufan, dan aliran-aliran lava. Formasi pernyataan berumur Miosen tengah tersebut ditumpangi oleh formasi dan hasil aktivitas gunungapi *Pliocene*.

c. Formasi Kaligetas (Qpkg)

Formasi kaligetas yang terdiri atas batu lempung, breksi vulkanik, tuf, batu pasir tufan dan aliran lava yang berumur *Plio-Pleistocene*.

d. Formasi Jongkong (Qpj)

Formasi jongkong yang terdiri atas aliran lava dan breksi andesit *hornblende augit*. Formasi jongkok merupakan batuan gunungapi Ungaran lama yang berumur *Plietocene*.

e. Batuan Gunungapi Gajahmungkur (Qhg)

Batuan gunungapi Gajahmungkur yang terdiri dari lava andesit *hornblende-augite* yang berumur *Plietocene-Holocene*.

f. Batuan Gunungapi Kaligesik (Qpk)

Batuan gunung kaligesik yang tersusun oleh aliran basal *olivine augite* yang berumur *Plietocene-Holocene*.

g. Batuan Beku Andesit (Tma)

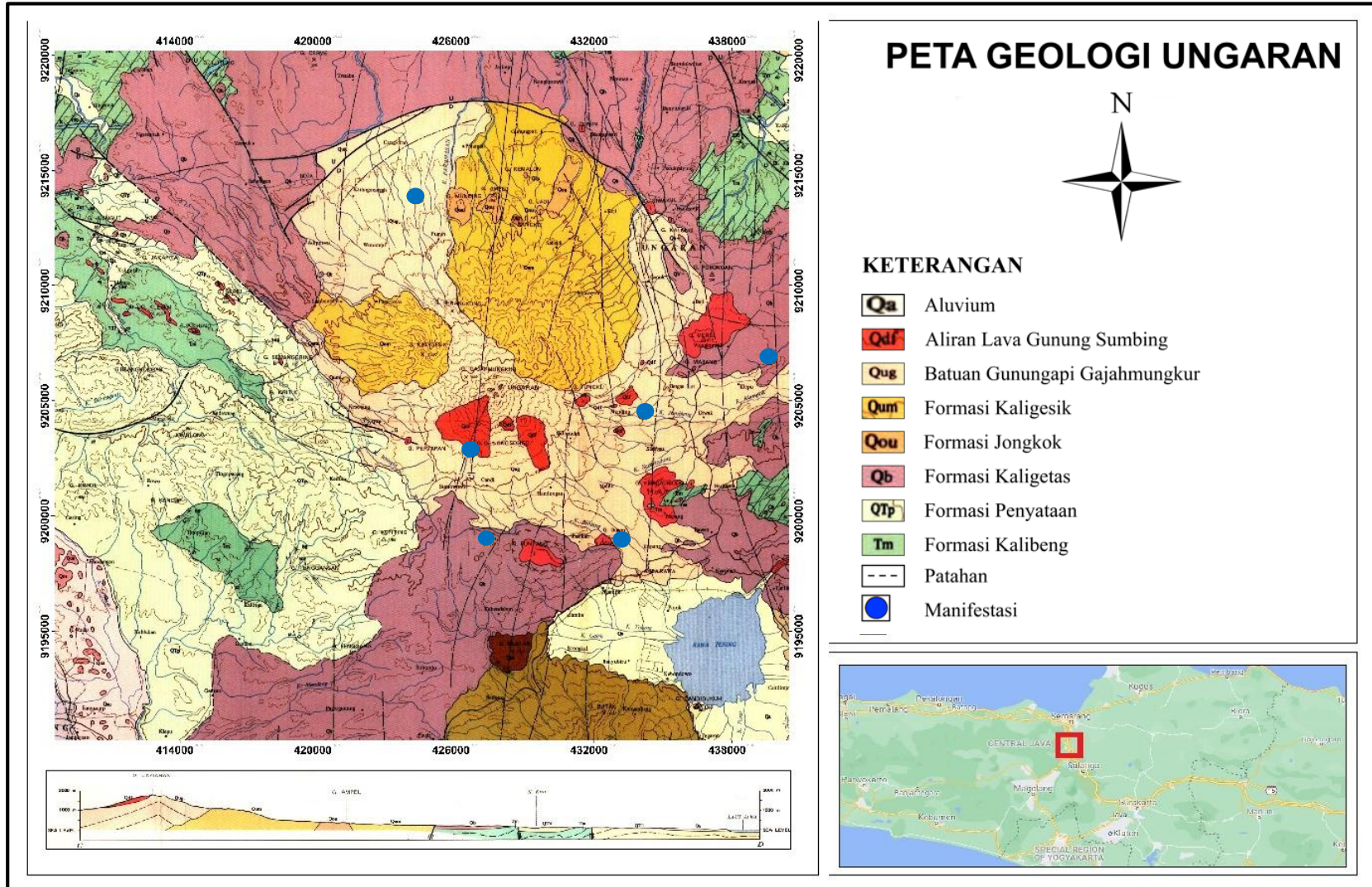
Sekitar Gunung Ungaran tersingkap batuan beku andesit yang membentuk gunung-gunung kecil.

h. Lava Gunung Sumbing (Qls)

Terdiri atas aliran andesit *hornblende augit*, lahar dan endapan gunungapi muda Gunung Ungaran.

i. Aluvium (Qa)

Endapan lahar terdiri atas kerikil, kerakal, pasir dan lanau yang memiliki umur *Holocene* (Wardhana, 2014).



Gambar 2. Peta Geologi Daerah Penelitian Modifikasi Thanden, dkk., 1996

2.3. Geokimia

1. Geokimia daerah Gedongsongo, Kendalisodo dan Kaliulo

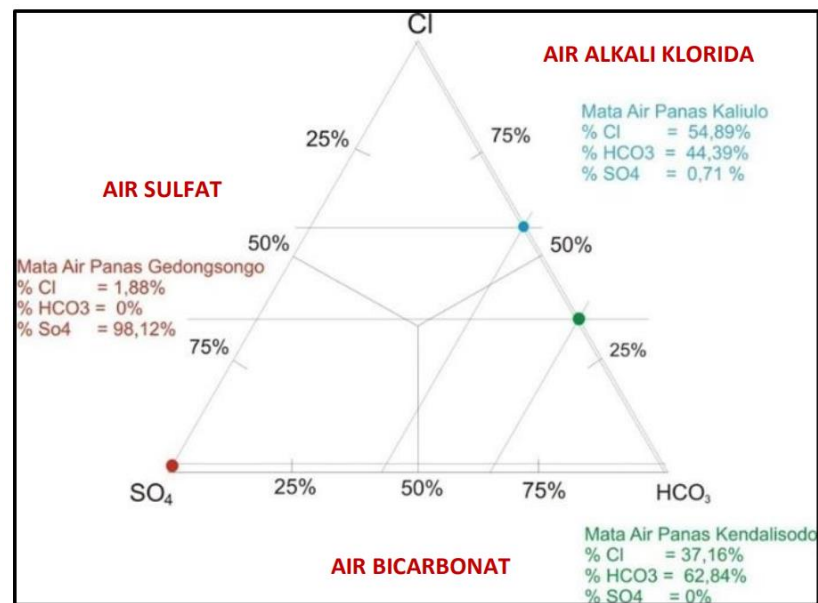
Data geokimia diperoleh dari hasil survey geokimia panasbumi daerah Candi Gedongsongo yang dilakukan Dinas Pertambangan Energi Provinsi Jawa Tengah dan STTNAS Yogyakarta Tahun 2004. Dari data geokimia ini diharapkan diperoleh hasil analisa kimia air untuk menentukan jenis air pada daerah Gedongsongo, Kendalisodo dan Ngelimut dengan memiliki mata air yang menjadi manifestasi panasbumi Ungaran dan jenis air. Hasil analisa kimia air beberapa mata air panas yang menjadi manifestasi panasbumi Gunung Ungaran pada **Tabel 1**.

Tabel 1. Hasil analisa kimia air pada manifestasi panasbumi Gunung Ungaran di daerah Gedongsongo, Kendalisodo dan Kaliulo (Djohan, 2021).

Unsur	Gedongsongo (mg/L)	Kendalisodo (mg/L)	Kaliulo (mg/L)
SiO ₂	281,8	136,7	29,2
Ca	213,4	210,6	22,0
Mg	63,0	94,0	19,4
Na	186,5	757,0	3406,0
K	100,8	56,5	158,4
Cl	147,0	973,4	3622,9
SO ₄	7662,2	0,0	46,7

Hasil jenis mata airnya menggunakan segitiga Gigenbach pada **Gambar 3**. Mata air panas Gedongsongo memiliki nilai presentase Cl yaitu 1,88%, nilai presentase HCO₃ yaitu 0% dan nilai presentase SO₄ yaitu 98,12%. Mata air panas Kendalisodo memiliki nilai presentase Cl yaitu 37,16%, nilai presentase HCO₃ yaitu 62,84% dan nilai presentase SO₄ yaitu 0%. Dan, Mata air panas Kaliulo memiliki nilai presentase Cl yaitu 54,89%, nilai presentase HCO₃ yaitu 44,39% dan nilai presentase SO₄ yaitu 0,71%.

Hasil *plotting* menunjukkan bahwa tipe jenis air panasbumi daerah Gedongsongo adalah *vulcanic water* merupakan fluida Air Sulfat. Tipe jenis air panasbumi daerah Kendalisodo adalah *peripheral waters* adalah Air Bikarbonat. Tipe jenis air panasbumi daerah Kaliulo adalah *Mature waters* adalah Air Alkali Klorida (Djohan, 2021).



Gambar 3. Diagram kandungan unsur Cl-SO₄-HCO₃ dalam manifestasi pada Gedongsongo, Kendalisodo dan Kaliulo (Djohan, 2021).

2. Geokimia daerah Nglimut

Manifestasi panasbumi pada Gunung Ungaran terdapat di Nglimut terdapat manifestasi yang memiliki fluida dari ketiga manifestasi yang akan dianalisis untuk mengetahui unsur yang terkandung di dalamnya yang akan digunakan melakukan perhitungan geotermometer.

Tabel 2. Hasil analisis kimia air pada manifestasi panasbumi Gunung Ungaran Pada ketiga sumur di Nglimut (Emianto, 2021).

Unsur	Sumur 1 (mg/L)	Sumur 2 (mg/L)	Sumur 3 (mg/L)
SiO ₂	140,6	158,8	166,7
Al	0,0	0,0	0,0
Fe	0,0	0,0	0,0
Ca	194,1	200,8	220,7
Mg	82,0	80,9	85,1
Na	146,6	155,0	158,7
K	35,9	37,8	38,0
Li	0,2	0,2	0,2
NH ₃	5,7	9,6	9,6
Cl	253,5	94,5	97,5
SO ₄	0,5	1,0	1,4
HCO ₃	1122,7	1220,7	1387,5
H ₂ S	7,5	8,6	13,4
B	9,8	16,6	15,8
PH lab	6,9	6,9	6,9
DHL, umhos/cm	1685,0	1300,0	1400,0

dimana: semua unsur/senyawa dalam satuan mg/L, kecuali PH dan DHL.

Tabel 3. Presentase kandungan SO₄, Cl dan HCO₃ pada ketiga di Nglimut

Lokasi	Cl%	SO ₄ %	HCO ₃ %
Sumur 1	18,4	0,03	81,5
Sumur 2	7,1	0,07	92,7
Sumur 3	6,5	0,09	93,3

3. Suhu Reservoir

Suhu reservoir panasbumi dapat diperkirakan dengan menggunakan perhitungan geotermometer. Geotermometer dilakukan berdasarkan analisis komposisi kimia air panasbumi maupun dari gas-gas panasbumi. Tipe air panasbumi yang muncul di manifestasi permukaan tidak memenuhi syarat untuk menghitung suhu reservoir menggunakan geotermometer. Untuk itu, perkiraan suhu reservoir hanya berdasarkan perhitungan geotermometer gas

dan hanya ada satu data kandungan gas panasbumi dari fumarol di Gedongsongo (Wahyudi, 2006).

Tipe air panasbumi yang muncul di manifestasi permukaan tidak memenuhi syarat untuk menghitung suhu reservoir menggunakan geotermometer. Untuk itu, perkiraan suhu reservoir hanya berdasarkan perhitungan geotermometer gas dan hanya ada satu data kandungan gas panasbumi dari fumarol di Gedongsongo (Wahyudi, 2006).

Tabel 4. Hasil Perhitungan Geotermometer Gas (Wahyudi, 2006)

Geotermometer	Sampel		
	Fumarola Gedongsongo	Bubble Gedongsongo	Bubble Diwak
CO ₂ -H ₂ S-H ₂ -CH ₄	231	H ₂ S = 0	H ₂ S = 0
H ₂ O-Ar	231	238	Ar = 0

2.4. Penelitian Terdahulu

Gunung Ungaran merupakan gunung berapi kuarter yang terletak di Provinsi Jawa Tengah, Indonesia. Manifestasi panasbumi di Gunung Ungaran terletak di Gedongsongo, Banaran, Kendalisodo, Diwak, Kaliulo, dan Nglimut. Gedongsongo adalah daerah panasbumi utama di Ungaran. Evolusi termal dihitung hingga 30.000 tahun. Pada cairan panasbumi terletak di bawah bagian tengah Gunung Ungaran di sekitar keruntuhan dinding memiliki entalpi sebesar 1085 kJ/kg (250°C) dan massa aliran 230 kg/ds hingga 250 kg/dk. Kemudian berubah menjadi aliran lateral dan cairan panasbumi naik keatas permukaan tanah yang akan terdapat manifestasi berupa fumarol di Gedongsongo. (Setyawan, dkk., 2009).

Struktur geologi Ungaran dikontrol oleh struktur yang terdampar dari Barat hingga Tenggara Ungaran. Batuan penyusun pra-kaldera dikontrol oleh sistem patahan yang arah Bara Laut-Tenggara dan Timur laut-Barat Daya, sedangkan

batuan penyusun post-kaldera terdapat sedikit struktur dimana struktur ini dikontrol oleh sistem sesar regional (Andalucia, 2017).

Hasil analisis data gayaberat menunjukkan adanya anomali rendah yang memiliki nilai negatif kemungkinan terdapatnya keberadaan reservoir panasbumi. Sedangkan nilai densitas tinggi dipengaruhi oleh keberadaan magma gunungapi. Pemodelan 3D memiliki nilai densitas berkisar 2,2 - 2,5 gr/cc di Gedongsongo. Struktur yang mengontrol pada Gedongsongo arah Barat Laut – Barat Daya dan Barat-Timur. Hasil pemodelan 3D dan peta SVD melihat reservoir panasbumi merupakan zona rekahan yang menurunkan nilai rapat masa batuan terdapatnya patahan-patahan (Meilisa dan Sarkowi, 2013).

Patahan Gedongsongo yang bisa diartikan SVD merupakan patahan normal yang menghasilkan sisi menjadi turun di sekitar kerucut gunung. Kesamaan pola dan bentuk anomali regional-residual diindikasikan bahwa basement berhubungan dengan patahan normal. Patahan ini merupakan sistem potensial untuk menghasilkan rekahan dan zona permeabel. Kejadian di kerucut gunung merupakan potensi sumber panas. Kesamaan fraktal dimensi pada skala grid tertentu menyatakan invarian skala dari sistem alami sebagai ciri objek umum pada fenomena geologi (Alam dan Saputra, 2017).

Diperkirakan manifestasi panasbumi manifestasi di Kendalisodo disebabkan adanya intrusi batuan beku dimana batuan tersebut menerobos batuan yang ada disekitarnya yang usianya relatif lebih tua dari usia intrusi batuan yang menerobosnya. Batuan tersebut dapat menerobos karena magma yang naik mengalami pembekuan yang sangat lambat dan magma tersebut bersifat volatil yang menyebabkannya terdorong ke atas sehingga menerobos batuan sekitarnya karena menemukan adanya rekahan atau bidang lemah pada batuan. Intrusi batuan beku juga menyebabkan timbulnya patahan/sesar berjenis sesar naik. Bila mengacu pada informasi geologi daerah penelitian sesar tersebut memanjang dari Barat Laut-Tenggara. Sesar tersebut yang menjadi jalur mengalirnya fluida panasbumi menuju sumber mata air panas. Adanya gaya apung termal menyebabkan fluida panasbumi naik ke permukaan dan

menyebabkan terjadinya manifestasi geotermal yang terdapat kemunculan mata air panas (Susilo dkk., 2016).

Manifestasi Nglimut, Diwak, Banaran, Gedongsongo dan Kendalisodo berada tepat atau berasosiasi terhadap keberadaan sesar. Kemudian didapatkan 5 jenis litologi yaitu Formasi Gajahmungkur (2,39 gr/cc), Formasi Kaligesik (2,64 gr/cc), Formasi Jongkong (2,51 gr/cc), Formasi Penyatan (2,4 gr/cc) dan Basemeny (3,1 gr/cc). Keberadaan basement diperkirakan berada pada Formasi Kaligetas (Sanjaya, 2019).

Manifestasi yang terletak di Gedongsongo terdiri dari fumarol dengan suhu sangat tinggi yang memiliki temperatur 86 °C, manifestasi yang memiliki temperatur 50 °C, batuan alterasi dan tanah panas. Manifestasi yang terletak di Nglimut terdiri atas manifestasi yang memiliki temperatur 47 °C dan manifestasi yang terletak di Kendalisodo terdiri atas manifestasi yang memiliki temperatur 40°C. Pada Gedongsongo adalah daerah sistem *upflow* panasbumi Gunung Ungaran yang disebabkan terdapatnya jenis manifestasi fumarol aktif. Hasil estimasi temperatur reservoir dengan geotermometer air panas berkisar ±189-236°C. Hasil estimasi temperatur fumarol pada Gedongsongo dengan geotermometer gas lebih dari 300 °C disebabkan adanya pengaruh unsur magmatis. Hasil estimasi temperatur reservoir pada Gedongsongo dengan geotermometer gas sekitar 270 °C (Zarkasyi, dkk., 2011).

Mata air panas berada di Gedongsongo, Diwak, Nglimut, Kali Ulo, Jatikurung dan Karangjoho. Pada tanah panas, fumarol serta batuan ubahan terdapat di Gedongsongo. Fumarol di daerah Gedongsongo memiliki temperatur yaitu 70°C - 90°C dan pH 3,5 merupakan asam. Mineral ubahan hidrotermal terdapat mineral dengan jenis kaolinit, argilik. Mineral ubahan hidrotermal terdapat mineral dengan jenis kaolinit. Pada Gedongsongo terdapat pada zona *upflow* di sistem reservoir dominasi air terutama oleh keberadaan manifestasi fumarol. Sedangkan manifestasi di Nglimut berjenis bikarbonat yang diidentifikasi sebagai zona *outflow* dari sistem panasbumi Ungaran. (Rezky, dkk., 2012).

Pada Gedongsongo adalah panasbumi utama area sumber daya prospek Ungaran merupakan kompleks vulkanik andesit. Gunung Ungaran memanaskan sistem hingga suhu reservoir sekitar 220°C, berdasarkan pengukuran geotermometer gas yang diambil dari fumarol Gedongsongo. Pada hot spring di Gedongsongo, Nglimut, Diwak, dan Banaran memiliki korelasi baik antara anomali tinggi gradient horizontal dan interpretasi batas sesar disebabkan manifestasi panasbumi di Ungaran dikontrol secara struktural. Hot spring di Kendalisodo, Gedongsongo, Diwak, dan Banaran yang terletak di sesar-sesar geologi. Kecuali pada hot spring Kendalisodo yang terletak di magnitude rendah gradien horizontal namun dekat dengan sesar permukaan. Perbedaan dikarenakan kurangnya stasiun pengukuran gayaberat di sekitar hot spring Kendalisodo. Kedalaman sumber gravitasi di pemandian air panas berkisar dari 500 m di pemandian air panas Banaran hingga 3750 m di pemandian air panas Nglimut (Saibi, dkk., 2012).

III. TEORI DASAR

3.1 Konsep Dasar Metode Gayaberat

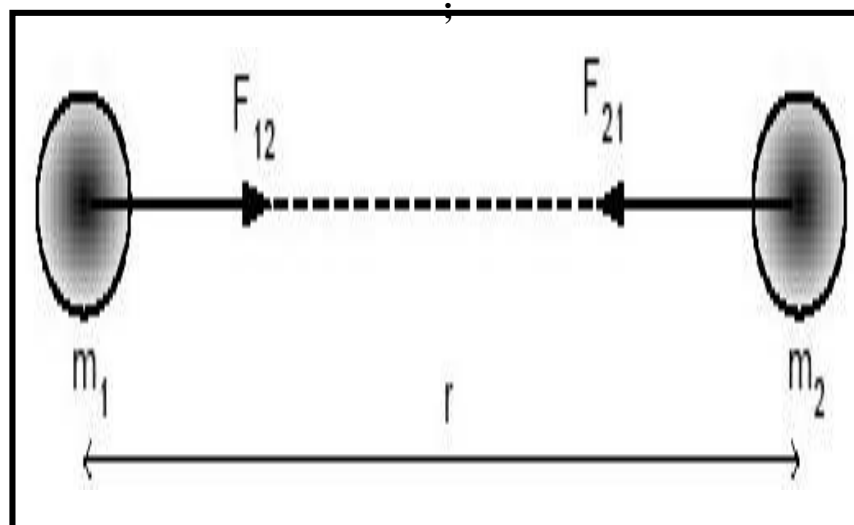
3.1.1 Gaya Gravitasi (Hukum Newton I)

Prinsip dasar teori gravitasi berdasarkan dengan Hukum Newton yang menjelaskan bahwa dua benda bermassa m_1 dan m_2 yang terpisah dalam jarak r akan saling tarik-menarik dengan gaya yang diberikan, dapat diformulasikan sebagai berikut (Serway, 2009):

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

dimana: F merupakan gaya tarik menarik (N), m_1 m_2 merupakan massa benda 1 dan massa benda 2 (kg), r merupakan jarak antara dua buah benda (m) dan G merupakan konstanta gravitasi universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$).

Adapun ilustrasi gaya tarik-menarik antara dua benda dapat dilihat dari **Gambar 4**.



Gambar 4. Gaya tarik menarik antara dua benda (Blakely, 1996).

3.1.2 Percepatan Gravitasi (Hukum Newton II)

Hukum II Newton membahas tentang gerak menyatakan gaya merupakan perkalian dari massa dan percepatannya.

$$F = mg \quad (2)$$

Percepatan sebuah benda yang bermassa m_2 dikarenakan dari tarikan benda yang bermassa M_1 pada jarak r secara sederhana dapat dinyatakan dengan

$$g = \frac{F}{m} \quad (3)$$

Bila ditetapkan pada percepatan gaya tarik bumi persamaan di atas menjadi:

$$g = \frac{F}{m} = \frac{G \frac{Mm}{r^2}}{m} = G \frac{M}{r^2} \quad (4)$$

dimana: g merupakan percepatan gaya tarik bumi (Nm^2/s^2), M merupakan massa bumi (Kg), m merupakan massa benda (Kg), F merupakan gaya berat (N) dan r merupakan jari-jari bumi (m).

Pengukuran percepatan gravitasi pertama kali dilakukan oleh Galileo, sehingga diguna menghormati Galileo, selanjutnya didefinisikan:

$$1 \text{ Gall} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2 \text{ (dalam c.g.s)}$$

Satuan anomali gaya berat diberikan pada orde miligal (mGall):

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

$$1 \mu\text{Gall} = 10^{-3} \text{ mGall} = 10^{-6} \text{ Gall} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$$

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

Dalam satuan m.k.s, pada gravitasi dapat diukur dalam g.u. atau $\mu\text{m/s}^2$ (Octonovrilna, 2009).

3.1.3 Rapat Massa Batuan

Rapat massa merupakan besaran utama dalam menentukan nilai percepatan gravitasi. Variasi rapat massa di batuan sedimen dikarenakan dari tekanan gaya tektonik. Densitas batuan faktor yang mempengaruhi yaitu rapat massa butir pembentuknya, porositas, kandungan fluida yang

mengisi pori-porinya dan pepadatan akibat tekanan dan pelapukan yang dialami batuan tersebut (Kirbani, 2001). Tabel nilai densitas batuan dapat ditunjukkan pada **Tabel 5**.

Tabel 5. Nilai densitas batuan (Telford, dkk., 1990)

Jenis Batuan	Batas (gr/cc)	Rata-rata (gr/cc)
<i>Batuan Sedimen</i>		
Clay	1,63-2,60	2,21
Gravel	1,70-2,40	2,00
Loess	1,40-1,93	1,64
Silt	1,80-2,20	1,93
Soil	1,20-2,40	1,92
Sand	1,70-2,30	2,00
Sandstone	1,61-2,76	2,35
Shale	1,77-3,20	2,40
Limestone	1,93-2,90	2,55
Dolomit	2,28-2,90	2,70
Chalk	1,53-2,60	2,01
Halite	2,10-2,60	2,22
Glacier Ice	0,88-0,92	0,90
<i>Batuan Metamorf</i>		
Gneiss	2,59-3,00	2,80
Phyllite	2,68-2,80	2,74
Slate	2,70-2,90	2,79
Granulite	2,52-2,7	2,65
Amphibolite	2,90-3,04	2,96
Eclogite	3,20-3,54	3,37
<i>Batuan Beku</i>		
Granit	2,50-2,81	2,64
Andesit	2,40-2,80	2,61
Syenite	2,60-2,95	2,77
Basalt	2,70-3,30	2,99
Gabro	2,70-3,50	3,03

3.2 Koreksi-Koreksi Dalam Metode Gayaberat

Koreksi-koreksi yang dilakukan untuk mereduksi noise-noise yang ditimbulkan, adapun koreksi-koreksi antara lain:

3.2.1 Koreksi Pasang Surut (*Tidal Correction*)

Koreksi pasang surut dilakukan karena adanya tarikan gayaberat yang diakibatkan benda-benda yang ada dilangit, terutama bulan dan matahari. Nilai koreksi ini berubah secara berkala tergantung dari posisi benda-benda langit tersebut. Nilai tidal atau nilai pasang surut yang mempengaruhi nilai gayaberat yang telah dihitung dengan menggunakan komputasi adalah dalam orde mikroGal (Longman,1959). Pada grafik pasang surut terdapat nilai positif dan nilai negatif yang artinya jika positif maka bumi mengalami tarikan dari posisi normalnya dan apabila negatif maka bumi mengalami dorongan dari posisi awalnya.

3.2.2 Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Gravimeter merupakan sistem pegas, dilengkapi dengan massa yang tergantung secara bebas diujungnya. Sistem pegas tidak kembali ke posisi semula karena pegas yang tidak sepenuhnya elastis. Koreksi apungan yang dilakukan untuk mengoreksi kesalahan pembacaan gravimeter pada saat melakukan pengukuran nilai gayaberat di suatu tempat. menutup (loop tertutup), caranya dengan melakukan pengukuran kembali pada tempat stasiun awal (Telford, dkk., 1990).

$$drift_n = \frac{(t_n - t_1)}{(t_N - t_1)} (g_N - g_1) \quad (5)$$

dimana: t_n merupakan waktu pembacaan pada stasiun ke-n, t_1 merupakan waktu pembacaan pada stasiun base (awal *looping*), t_N merupakan waktu pembacaan pada stasiun base (akhir *looping*), g_1 merupakan bacaan gravimeter (terkoreksi tidal) pada stasiun base (awal *looping*) dan g_N merupakan bacaan gravimeter (terkoreksi tidal) pada stasiun base (akhir *looping*).

Koreksi drift selalu dikurang terhadap bacaan gravimeter:

$$g_{td} = g_t - drift \quad (6)$$

dimana: g_{td} merupakan gayaberat terkoreksi tidal dan drift dan g_t merupakan gayaberat terkoreksi tidal.

Gayaberat observasi adalah nilai percepatan gayaberat pada titik pengukuran akibat adanya tarikan dari lingkungan sekitar tetapi masih belum memberikan informasi mengenai variasi rapat massa bawah permukaan.

3.2.3 Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Koreksi lintang untuk mengoreksi gayaberat pada setiap lintang geografis (*spheroid* dan *geoid*) karena perbedaan antara jari-jari bumi yang berada di kutub dan di katulistiwa sehingga adanya gaya sentrifugal dan bentuk *elipsoid* (akibat bentuk bumi yang tidak bulat). Nilai gayaberat yang berada di kutub akan lebih besar dibandingkan nilai gayaberat yang berada di katulistiwa (Telford dkk, 1990). Koreksi lintang dilakukan dengan dua cara yaitu menggunakan diferensi IGRF 67 (untuk derajat lintang/latitude) atau IGRF 84 (untuk radian).

IGRF 67:

$$g_{\theta} = 978031,8 (1 + 0.0053924 \sin^2\theta - 0.0000059 \sin^22\theta) \quad (7)$$

IGRF 84:

$$g_{\theta} = 978032,7 (1 + 0.0053024 \sin^2\theta - 0.0000058 \sin^22\theta) \quad (8)$$

3.2.4 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Koreksi udara bebas untuk menghilangkan efek ketinggian yang mempengaruhi nilai pembacaan gayaberat tanpa memperhatikan efek dari massa batuan. Ketika ketinggian titik amat mempengaruhi nilai

gayaberat observasi, semakin tinggi nilai titik amat maka nilai gayaberat observasi semakin menurun dan semakin menurun titik amat maka nilai gayaberat observasi akan semakin meningkat (Lowrie, 2007). Perbedaan nilai gayaberat antara yang terletak di *mean sea level* yang terletak dengan elevasi (meter) adalah koreksi udara bebas diberikan pada persamaan (Reynolds, 1997):

$$\partial g_F = g_h - g_0 = -\left(\frac{2g_0h}{R}\right) = 0,3086h \text{ mGal} \quad (9)$$

dimana: g_0 merupakan 981785 mGal dan R merupakan 6371000 m

Maka koreksi udara bebasnya:

$$FAC = 0,3086 \cdot h \text{ (mGal)} \quad (10)$$

Dimana: h merupakan ketinggian stasiun pengukuran (meter)

Sedangkan anomali udara bebas:

$$FAA = g_{obs} - g_{lintang} + FAC \quad (11)$$

3.2.5 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Koreksi Bouguer diperhitungkan dengan terdapat efek tarikan dari massa yang berada diantara stasiun dan bidang datum yang belum diperhitungkan pada koreksi udara bebas. Koreksi Bouguer dilakukan dengan menggunakan pendekatan benda berupa slab tak hingga dengan ketebalan dan densitas yang sama. Persamaan koreksi Bouguer adalah:

$$BC = 2\pi\gamma\rho h$$

$$BC = 0,04192\rho h \quad (12)$$

dimana: BC merupakan *Bouguer Correction* (mGal/m), ρ merupakan densitas (gr/cm^3) dan h merupakan ketinggian titik amat (m).

Anomali gayaberat yang dapat dihasilkan setelah diaplikasikan dengan koreksi bouguer dan anomali udara bebas atau disebut sebagai *Simple Bouguer Anomaly* adalah:

$$SBA = FAA - BC \quad (13)$$

dimana: SBA merupakan *simple bouguer anomaly* (mGal), FAA merupakan *Free Air Anomaly* (mGal), dan BC merupakan *Bouguer Correction* (mGal)

3.2.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Kondisi topografi yang terdapat pada titik pengamatan tidak selamanya beraturan, dan dapat mempengaruhi nilai gayaberat pengamatan. Misalkan terdapat bukit di sekitar pengukuran, maka bukit ini memiliki medan yang dapat menekan *gravimeter* untuk menaikkan percepatan gayaberat. Dan sebaliknya, adanya lembah akan memberikan efek penurunan hasil pengukuran gayaberat. Koreksi medan didapatkan dengan melakukan pengolahan data menggunakan *hammer chart* (Telford, dkk., 1990).

Untuk mendapatkan nilai anomali bouguer lengkap, maka nilai anomali bouguer sederhana perlu dilakukan koreksi medan terlebih dahulu. Setelah dilakukan koreksi medan maka baru akan didapatkan anomali bouguer lengkap. Anomali bouguer merupakan anomali yang disebabkan dari variasi densitas lateral pada batuan kerak bumi yang telah terdapat pada bidang referensi *geoid*. Anomali bouguer dapat diukur dengan beberapa cara yang tergantung pada apakah dengan kepadatan dan bentuk dataran antara titik pengukuran dan permukaan laut dihitung, diperkirakan atau diabaikan. Rumus Anomali Bouguer:

$$ABL = Gobs - (g\emptyset - FAC + BC - TC) \quad (14)$$

dimana: ABL merupakan anomali bouguer lengkap (mGal), Gobs merupakan nilai gayaberat observasi (mGal), $g\emptyset$ merupakan koreksi lintang (mGal), FAC merupakan koreksi udara bebas (mGal), BC

merupakan koreksi bouguer (mGal) dan TC merupakan koreksi medan (mGal).

3.2.7 Penentuan Densitas Permukaan Menggunakan Metode Parasnis

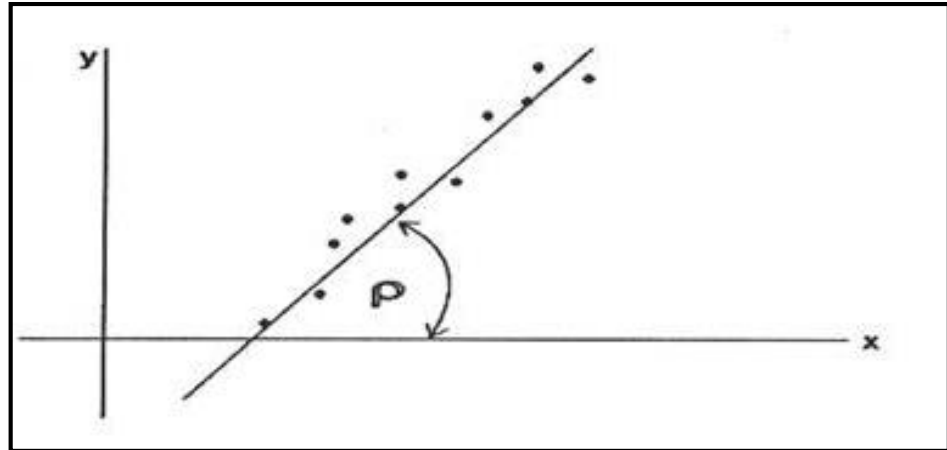
Penentuan densitas permukaan bouguer dapat menggunakan dengan metode parasnis yang mengestimasi rapat massa metoda ini diturunkan dari anomali gayaberat dituliskan sebagai berikut:

$$CBA = g_{obs} - g_L + 0.3085h - 2\pi\gamma\rho h \quad (15)$$

dimana: suku terakhir bagian kanan adalah koreksi medan dengan c nilai koreksi medan sebelum dikalikan dengan rapat massa. Dari persamaan tersebut didapat :

$$(g_{obs} - g_L + 0,3085h) = (2\pi\gamma h)\rho \text{ atau } y = \rho x \quad (16)$$

Dari persamaan tersebut, maka rapat massa ρ dapat diperoleh dari gradien garis lurus terbaik seperti diberikan pada **Gambar 5**, dimana CBA diasumsikan sebagai penyimpangan terhadap garis lurus tersebut.

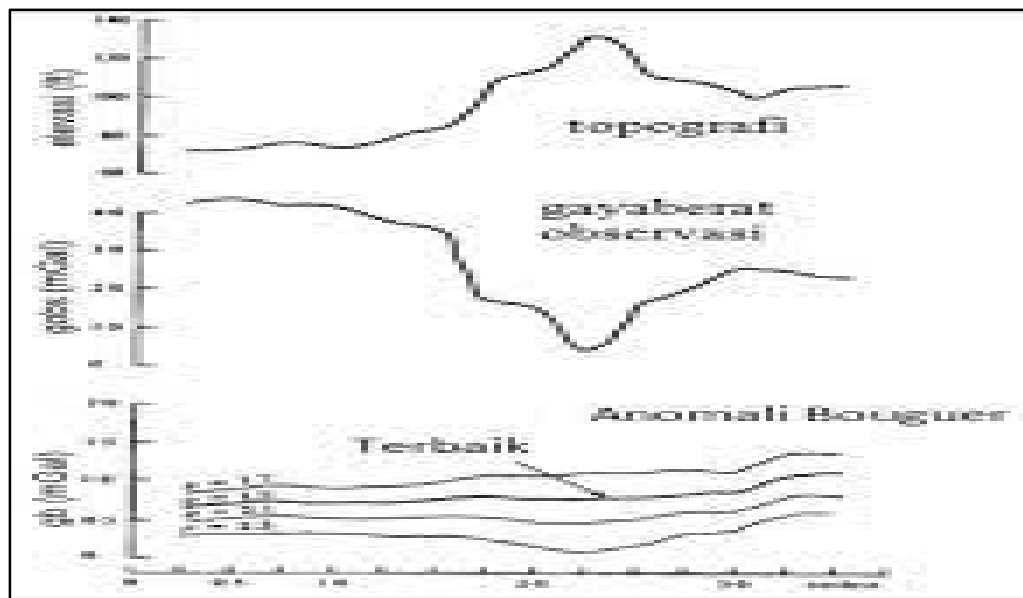


Gambar 5. Grafik metode parasnis (Telford, dkk., 1990)

3.2.8 Penentuan Densitas Permukaan Menggunakan Metode Nettleton

Penentuan densitas permukaan bouguer menggunakan metode nettleton yang dasarnya mengorelasikan nilai antara nilai gayaberat dengan topografi titik pengukuran sesuai dengan pengertian koreksi bouguer dan koreksi medan, dimana hasil penampang anomali gayaberat akan

menjadi *smooth* jika rapat massa yang digunakan sesuai pada rapat massa permukaan. Estimasi pada rapat massa permukaan dianggap terbaik dapat ditentukan dari hasil korelasi silang kedua nilai tersebut dengan nilai korelasi terkecil pada **Gambar 6**.



Gambar 6. Grafik metode nettleton (Telford, dkk., 1990)

3.3 Analisis Spektral

Analisis spektral untuk mengestimasi kedalaman dan lebar jendela. Analisis spektral dilakukan transformasi fourier lintasan yang telah ditentukan pada peta kontur anomali bouguer lengkap. Suatu transformasi fourier merupakan menyusun kembali ke dalam gelombang sinus dengan frekuensi bervariasi dimana hasil penjumlahan gelombang-gelombang sinus tersebut merupakan bentuk gelombang aslinya (Ilmi, 2019).

Untuk analisis, terdapat amplitudo gelombang-gelombang sinus dapat ditampilkan menjadi fungsi dari frekuensinya. Secara matematis, jika hubungan antara gelombang $s(t)$ yang akan diidentifikasi gelombang sinusnya (*input*) dan $S(f)$ menjadi akibat transformasi Fourier diberikan dari persamaan berikut:

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} S(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (17)$$

Pada metoda gayaberat, spektrum diturunkan dari potensial gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal, dimana transformasi fouriernya sebagai berikut (Blakely, 1996):

$$F(U) = \gamma \mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad \text{dan} \quad F\left(\frac{1}{R}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z_1)}}{|K|} \quad (18)$$

dimana: $z_1 > z_0$, $|k| \neq 0$, U merupakan Potensial gayaberat, μ merupakan anomali rapat masa, γ merupakan konstanta gayaberat dan r merupakan jarak. Percepatan gravitasi dihubungkan pada potensial gravitasi oleh persamaan:

$$F g = \nabla U \quad (19)$$

Gerak vertikal gravitasi yang ditimbulkan dari suatu titik massa merupakan turunan *derivative* dari potensial gayaberatnya:

$$g_z = Gm \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \quad (20)$$

$$F(g_z) = GmF\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) \quad (21)$$

$$F(g_z) = Gm \frac{\partial}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (22)$$

Transformasi *Fourier* pada lintasan yang diinginkan adalah:

$$F(g_z) = 2\pi Gm e^{|k|(z_0-z_1)}, \quad z_1 > z_0 \quad (23)$$

Jika distribusi rapat massa bersifat secara acak dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gayaberat, maka $m=1$ sehingga hasil dari transformasi fourier anomali gayaberat menjadi:

$$A = C e^{|k|(z_0-z_1)} \quad (24)$$

dimana: A merupakan amplitude dan C merupakan konstanta.

Untuk memperoleh hubungan antara amplitudo (A) menggunakan bilangan gelombang (k) dan kedalaman (z_0-z_1) dilakukan menggunakan melogaritmakan persamaan $A = C e^{|k|(z_0-z_1)}$ sehingga bilangan gelombang k berbanding lurus dengan *spectral amplitude*.

$$\ln A = \ln 2\pi Gm e^{|k|(z_0-z_1)} \quad (25)$$

$$\ln A = (z_0 - z_1)|k| + \ln C \quad (26)$$

Persamaan di atas dapat dianalogikan dalam persamaan garis lurus:

$$y = mx + c \quad (27)$$

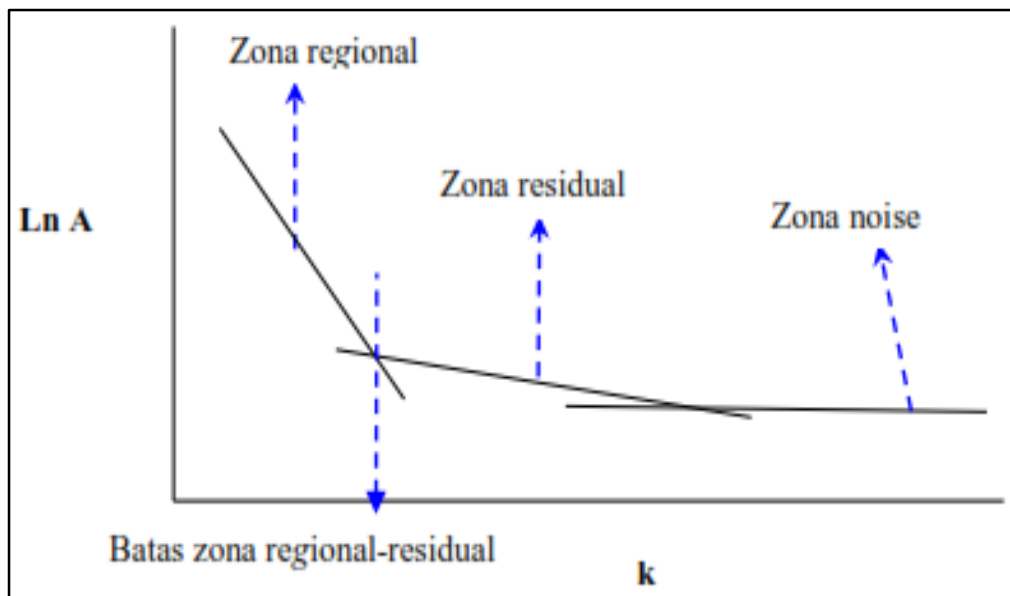
dimana: $\ln A$ merupakan sumbu y, $|k|$ merupakan sumbu x dan $(z_0 - z_1)$ merupakan kemiringan garis (gradien). Oleh sebab itu, kemiringan garisnya adalah kedalaman bidang dangkal dan dalam. $|k|$ adalah sumbu x sebagai bilangan gelombang dengan besarnya $\frac{2\pi}{\lambda}$ dan satuannya *cycle/meter*, λ sebagai panjang gelombang. Hubungan λ dengan Δx diperoleh dari persamaan:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (28)$$

Nilai λ sama dengan Δx , ada faktor lain pada Δx yang disebut konstanta pengali, sehingga $\lambda = N \cdot \Delta x$, konstanta N didefinisikan sebagai lebar jendela, jadi lebar jendela dirumuskan sebagai berikut:

$$N = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (29)$$

dimana: Δx merupakan domain spasi yang akan dipergunakan dalam *Fast Fourier Transform* (FFT), dan k_c merupakan bilangan gelombang *cutoff*. Dalam proses ini akan terbentuk kurva hubungan antara f (frekuensi) dan k (bilangan gelombang) seperti pada **Gambar 7**.



Gambar 7. Kurva $\ln A$ terhadap k (Blakely, 1996)

Frekuensi tinggi, jika nilai k Semakin besar. Hubungan bilangan gelombang dengan frekuensi f merupakan $k = 2\pi f$, frekuensi yang sangat rendah berasal dari sumber anomali regional serta frekuensi tinggi berasal dari sumber anomali residual.

3.4 *Moving Average*

Anomali bouguer yang diperoleh adalah gabungan dari beberapa sumber anomali dan struktur. Anomali bouguer adalah superposisi dari anomali yang bersifat regional dan residual. Anomali regional berkaitan pada kondisi geologi umum secara keseluruhan di daerah yang bersangkutan yang dicirikan dari anomali yang berfrekuensi rendah, sedangkan anomali residual yang dicirikan dari anomali yang berfrekuensi tinggi.

Untuk mendapatkan anomali yang terasosiasi menggunakan kondisi geologi yang diharapkan dan meningkatkan resolusi sebelum diinterpretasi secara kuantitatif, maka digunakan pemisahan anomali regional dan residual untuk mendapatkan anomali yang dihasilkan sesuai dengan anomali dari target yang dicari. Pemisahan anomali juga yang dimaksudkan untuk membantu pada interpretasi gayaberat dengan kualitatif. Pemisahan anomali ini dapat dilakukan menggunakan filter *moving average*.

Moving average dilakukan menggunakan cara merata-ratakan nilai anomali. Hasil rata-rata adalah anomali regional, untuk anomali residual dilakukan dengan cara mengurangi data hasil pengukuran gayaberat dan anomali regional.

$$\Delta g_{reg}(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (30)$$

dimana: i merupakan nomor stasiun, N merupakan lebar jendela dan Δg_{reg} merupakan besarnya anomali regional.

Penerapan *moving average* di peta dua dimensi, harga di suatu titik dapat dihitung dengan menggunakan cara merata-ratakan semua nilai di dalam

sebuah kotak persegi dengan titik pusat adalah titik yang akan dapat dihitung harganya. Misalnya *moving average* pada lebar jendela 3, maka:

$$\Delta g_{reg} = \frac{1}{3} \sum_{N=1}^3 \Delta g(n) \quad (31)$$

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

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_{reg} \quad (32)$$

dimana: Δg adalah anomali Bouguer total (Diyanti, 2014).

3.5 Metode First Horizontal Derivative

Anomali FHD adalah perubahan harga anomali gaya berat dari satu titik ke titik yang mempunyai karakteristik tajam yaitu harga maksimum atau minimum pada kontak benda anomali, sehingga untuk menunjukkan batas suatu struktur geologi. Turunan horizontal lebih mudah diaplikasikan dengan menggunakan metode turunan berhingga dan perhitungan secara diskrit. Metode FHD digunakan untuk menggambarkan struktur bawah permukaan yang dangkal maupun dalam. Amplitudo di *horizontal derivative* ditunjukkan sebagai berikut:

$$HG^{1ST} = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (33)$$

dimana: $\frac{\partial g}{\partial x}$ dan $\frac{\partial g}{\partial y}$ adalah turunan horizontal gaya berat pada arah x dan y.

Satuan dari HG adalah mGal.m⁻¹.

3.6 Metode Second Vertical Derivative

Metode SVD digunakan untuk memunculkan sumber anomali yang dangkal. Metode ini sangat bagus untuk mengetahui diskontinuitas suatu struktur bawah permukaan, Terutama keberadaan patahan di suatu daerah penelitian (Saibi, dkk., 2006). Secara teoritis metode ini diturunkan dari persamaan Laplace untuk anomali gayaberat pada permukaan dimana persamaannya dapat ditulis:

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \quad (34)$$

atau:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} \quad (35)$$

Sehingga *second vertical derivative* nya diberikan oleh:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = -\left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2}\right) \quad (36)$$

Untuk data 1-D (data penampang) persamaan nya diberikan oleh:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \quad (37)$$

Persamaan SVD dan 1D di atas menunjukkan bahwa turunan orde dua vertikal dari anomali gayaberat permukaan adalah sama dengan negatif dari turunan orde dua horizontal. Maka, anomali SVD dapat melalui derivatif horizontal yang secara praktis lebih mudah dikerjakan. Untuk data anomali gayaberat pada *grid* teratur, anomali SVD dapat diturunkan menggunakan proses *filtering* dimana persamaan konvolusinya diberikan oleh:

$$\Delta G_{svd}(\Delta x, \Delta y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) F(x - \Delta x, v - \Delta y) dx dy \quad (38)$$

dimana: F merupakan filter *second vertical derivative* sesuai persamaan di atas dan Δg adalah anomali gayaberat sebagai data input. Lalu filter *Second Vertical Derivates* (SVD) dengan operator Elkins dapat dilihat pada **Tabel 6**.

Table 6. Operator filter SVD

1. SVD Tipe Henderson & Zietz (1949)

0,00	0,00	-0,0838	0,00	0,00
0,00	1,00	-2,6667	1,00	0,00
-0,0838	-2,6667	17,00	-2,6667	-0,0838
0,00	1,00	-2,6667	1,00	0,00
0,00	0,00	-0,0838	0,00	0,00

2. SVD Tipe Elkins (1951)

0,00	-0,0833	0,00	-0,0833	0,00
-0,0833	-0,6667	-0,0334	-0,6667	-0,0833

0,00	-0,0334	-1,0668	-0,0334	0,00
-0,0833	-0,6667	-0,0334	-0,6667	-0,0833
0,00	-0,0833	0,00	-0,0833	0,00

3. SVD Tipe Rosenbach (1953)

0,00	-0,0416	0,00	-0,0416	0,00
-0,0416	-0,3332	-0,75	-0,3332	-0,0416
0,00	-0,75	4,00	-0,75	0,00
-0,0416	-0,3332	-0,75	-0,3332	-0,0416
0,00	-0,0416	0,00	-0,0416	0,00

Ide dari metode ini adalah mengambil nilai turunan kedua dari anomali Bouguer sama dengan nol sebagai kontak dari kontras densitas antara dua lapisan batuan, dalam hal ini kontak tersebut dapat dianggap sebagai patahan atau intrusi (Sarkowi, 2010). Struktur patahan atau sesar naik maupun turun dapat ditentukan dari nilai anomali SVD dengan karakteristik sebagai berikut:

Untuk sesar naik:

$$\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| < \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right| \quad (39)$$

Sedangkan untuk sesar turun:

$$\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| > \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right| \quad (40)$$

3.7 Pemodelan Bawah Permukaan

Inverse modelling adalah suatu proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistika untuk memperoleh informasi yang digunakan untuk menentukan distribusi sifat fisis bawah permukaan. Pemodelan inversi berjalan dengan cara suatu model dihasilkan langsung dari data. Pemodelan jenis ini disebut data *fitting* ataupun pencocokan

data karena proses di dalamnya dicari parameter model yang menghasilkan respon yang sesuai dengan data pengamatan. Tujuan dari proses inversi untuk mengestimasi parameter fisik batuan yang sebelumnya tidak diketahui (Supriyanto, 2007).

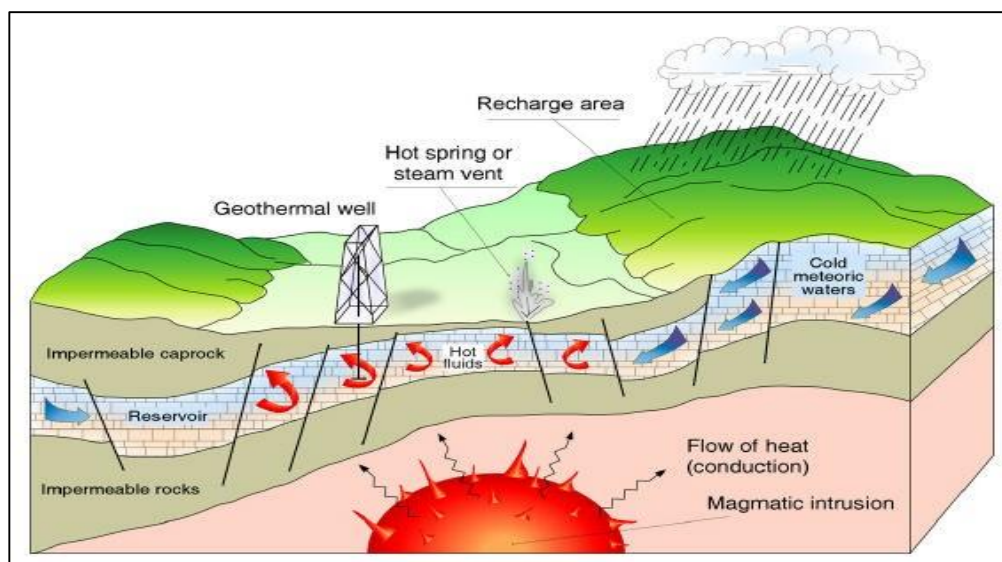
Dalam inversi selalu berhubungan dengan parameter model serta jumlah data yang mana jumlah masing-masing akan menentukan klasifikasi permasalahan inversi dan cara penyelesaiannya. Bila jumlah model parameter lebih sedikit dibandingkan data lapangan ($M < N$) disebut *overdetermined*. Cara penyelesaiannya menggunakan pencocokan (*best fit*) terhadap data lapangan. Jika dalam kondisi lain dimana parameter yang ingin dicari lebih banyak dari jumlah datanya maka disebut *problem underdetermined*. Namun bila banyak model yang dapat sesuai dengan datanya hal ini disebut *non-uniquenes*.

3.8 Sistem Panasbumi

Sistem panasbumi disusun oleh beberapa parameter kebumihan seperti sumber panas (*heat source*), reservoir, batuan penudung (*cap rock*), sumber fluida, dan siklus hidrologi. Sumber panasbumi berasal dari dapur magma di bawah permukaan bumi, panas ini akan mengalir ke batuan sekitarnya melalui proses konveksi dan konduksi. Ketika air hujan akan meresap ke dalam tanah melalui saluran pori-pori atau rongga di antara butir-butir batuan, sehingga air akan mengalir sampai ke batuan panas. Air terakumulasi dan dipanaskan oleh batuan, sehingga tekanan menjadi naik, temperatur air akan meningkat dan volume bertambah. Ketika temperatur yang diterima air tinggi, sebagian air akan menguap dan sebagian tetap menjadi air. Fluida dengan temperatur tinggi akan menekan batuan disekitarnya untuk menemukan celah batuan dan melepaskan tekanan. Ketika terdapat celah, retakan dan por-pori untuk mengeluarkan fluida, maka fluida akan bergerak ke atas dan keluar sebagai manifestasi permukaan (Suharno, 2012).

Sebagian fluida yang terperangkap di bawah batuan impermeable akan mengalami akumulasi panas yang selanjutnya merupakan reservoir. Proses

akumulasi panas ini akan menyebabkan batuan impermeable di atasnya mengalami perubahan struktur dan sifat batuan. Batuan yang mengalami perubahan ini merupakan batuan alterasi yang dalam sistem panasbumi berfungsi sebagai batuan penudung (*claycap*) untuk menjaga proses akumulasi panas di reservoir (Goff dan Janik, 2000).



Gambar 8. Sistem Panasbumi (Dickson dan Fanelli,2013).

Komponen-komponen penting yang mengontrol sistem panasbumi adalah:

1. Sumber panas berupa plutonik,
2. Batuan berporos atau reservoir tempat uap panas terjebak di dalamnya,
3. Lapisan penutup berupa batu lempung,
4. Struktur geologi (patahan, collapse, rekahan, perlipatan dan ketidakselarasan)
5. Daerah resapan air atau aliran air bawah permukaan (*recharge area*) (Suharno, 2010).

Ada beberapa syarat mendasar pada suatu sistem panasbumi dapat dilihat yaitu sebagai berikut:

1. Sumber panas yang cukup besar (*heat source*)

Sumber panas adalah daerah bawah permukaan yang menghasilkan panas dalam sistem panasbumi dan menjadi dasar untuk berjalannya area panasbumi yang baik. Sumber panas pada sistem panasbumi berasal dari

intrusi batuan, *magma chamber* dan *gradien temperatur*. Sumber panas yang dari intrusi batuan terletak pada daerah gunung api. Sedangkan sumber panas dengan gradien temperatur terdapat di daerah lempeng tektonik. Sumber panas mengalirkan panas secara konveksi dan konduksi. Secara umum perbedaan sumber panas ini akan berdampak pada perbedaan suhu *reservoir* panasbumi, serta perbedaan sistem panasbumi.

2. *Reservoir* yang mengakumulasikan panas

Reservoir panasbumi adalah batuan yang mempunyai porositas dan permeabilitas tinggi yang dapat menampung fluida untuk dipanaskan oleh sumber panas dan meloloskan fluida dalam jumlah yang signifikan. *reservoir* yang baik adalah yang memiliki volume besar, panas yang tinggi dan permeabilitas dan porositas yang baik. Batuan *reservoir* sangat mempengaruhi komposisi kimiawi fluida hidrotermal. Karena fluida hidrotermal akan bereaksi dengan batuan *reservoir*, sehingga mengubah sifat kimiawi fluida tersebut. Sedimen klastik, Batuan vulkanik dan batuan karbonat biasanya menghasilkan fluida hidrotermal dengan sifat kimia yang berbeda.

3. Penghalang/lapisan tudung (*cap rock*)

Lapisan tudung atau *cap rock* merupakan lapisan penutup untuk menjaga panas tidak keluar dari *reservoir*. Batuan penutup terletak di atas *reservoir* dan permeabilitas yang rendah.

4. Fluida (suplei air)

Fluida panasbumi adalah faktor yang penting dalam mengalirkan energi dari dalam bumi keluar. Fluida panasbumi dibagi berdasarkan asalnya adalah *juvenile water* (air yang berasal dari magma primer), *magmatic water* (air yang pada masa pembentukan magma menyimpan air meteorik), *meteoric water* (air yang berasal dari atmosfer), *conate water* (fosil air yang berhubungan dengan proses geologi yang panjang)

3.9 Geokimia

Metode geokimia dalam penelitian eksplorasi panasbumi untuk mengkaji kemungkinan pengembangan panasbumi. Data yang digunakan dalam metode

geokimia adalah data kimia fluida panasbumi, data kimia tanah, gas tanah dan isotop. Data parameter yaitu ukuran sumberdaya, estimasi temperatur reservoir dan permeabilitas formasi. Analisis geokimia pada panasbumi untuk mengetahui karakteristik fluida pada sistem panasbumi seperti temperatur, tipe fluida reservoir, asal fluida recharge. (Hutapea, 2010).

Fluida-fluida panasbumi mempunyai kandungan senyawa yang hampir sama dan konsentrasi yang bervariasi. Variasi tersebut karena suhu, komposisi magma pada *heat source*, jenis batuan atau litologi yang dilewati fluida, kondisi dan lamanya interaksi fluida dengan batuan, proses *boiling* dan *mixing*. Zat terlarut dalam fluida panasbumi berasal pada interaksi antara batuan dan fluida. Unsur terlarut di fluida panasbumi yaitu senyawa kation, anion, dan senyawa netral (Simmons dalam Ningsih, 2018).

3.9.1 Kestimbangan Ion

Kestimbangan ion merupakan cara pengecekan yang dilakukan untuk mengevaluasi kelayakan analisa kimia. Hal ini berarti membandingkan konsentrasi molal senyawa-senyawa bermuatan positif dengan jumlah konsentrasi molal senyawa-senyawa bermuatan negatif. Kandungan ion-ion bermuatan positif (kation) seperti Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} . Kandungan ion-ion bermuatan negatif (anion) seperti Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , F^- , Br^- . Serta ion-ion netral SiO_2 , NH_3 , B , CO_2 , H_2S , NH_3 . Untuk mencari kestimbangan ion, terlebih dahulu dilakukan perhitungan *meq* (*milliequivalent*) kation dan anion dengan rumus berikut:

$$mi = \frac{1000 Ci}{MWi (1000000 - \Sigma Ci)} \quad (41)$$

Setelah diperoleh jumlah *meq* dari seluruh kation dan anion dari senyawa-senyawa, selanjutnya dilakukan perhitungan kestimbangan ion dengan persamaan:

$$\Delta \text{ charge } \% = \frac{\Sigma kation + \Sigma anion}{|\Sigma kation + \Sigma anion|} \times 100 \quad (42)$$

Suatu hasil analisis kimia dikatakan layak jika kesetimbangan ini tidak lebih dari 5%. Namun tidak berarti bahwa hasil analisa diatas 5% tidak layak digunakan dalam interpretasi. Mata air panas dengan kesetimbangan ion > 5% sangat dipengaruhi oleh tipe dan proses yang dialami fluida tersebut (Nicholson, 1993).

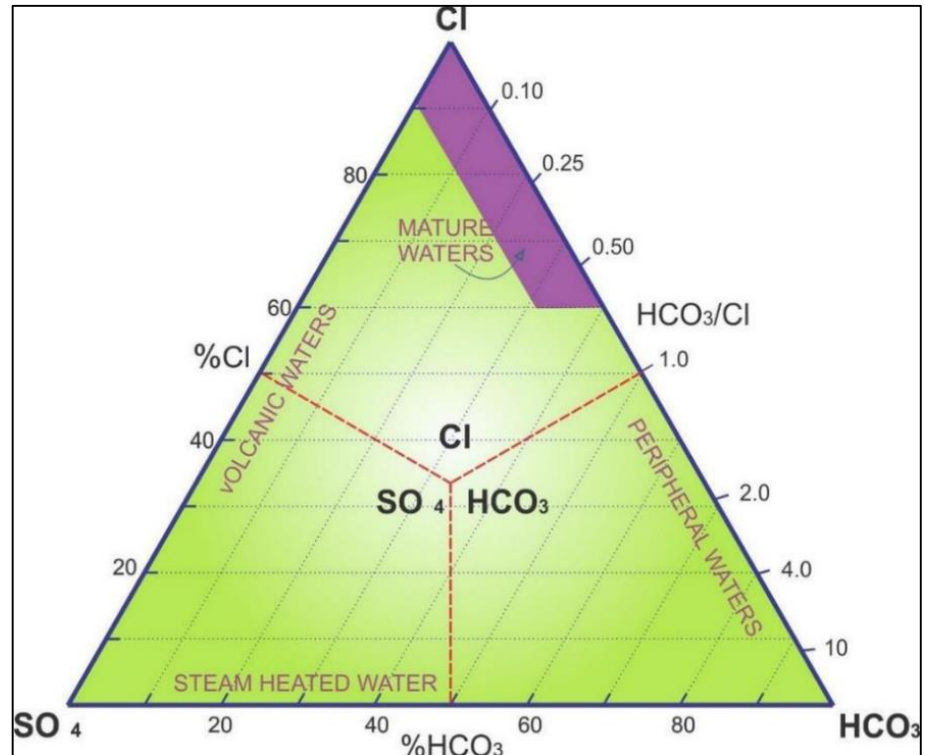
3.9.2 Geoindikator dan *Tracer*

Zat-zat terlarut yaitu geoindikator dan *tracer*. Geoindikator merupakan zat terlarut yang bersifat reaktif dan mencerminkan lingkungan ekuilibrium / kesetimbangan misalnya Na dan K. *Tracer* secara geokimia bersifat *inert* seperti Li, B, Cl, Rb, dan Cs yang ditambahkan ke dalam fluida akan bersifat tetap dan asal-usulnya dapat dilacak. Penggunaan Cl, Na, Mg, K, B dan Li sebagai geoindikator dan *tracer* dilakukan dengan cara metode *plotting* pada diagram segitiga (*ternary plot*). *Plotting* dilakukan dengan cara yang tepat untuk mengkaji aspek kimia fluida mata air panas maupun fluida pada panasbumi (Aribowo, 2011).

a. Diagram Segitiga Cl – SO₄ – HCO₃

Komponen anion yaitu Cl, SO₄, dan HCO₃ digunakan untuk menentukan komposisi fluida panasbumi sehingga anion-anion merupakan zat terlarut yang paling banyak dijumpai di fluida panasbumi. Cl, SO₄, dan HCO₃ untuk menginterpretasi kondisi dan proses yang terjadi di dekat permukaan (Herdianita dan Priadi, 2008).

Konsentrasi nilai Cl yang tinggi dalam suatu mata air atau manifestasi mengindikasikan air berasal langsung dari reservoir, dengan minimal pencampuran atau pendinginan dengan konduksi. Maka, Kadar Cl rendah pada air (tidak menunjukkan karakteristik uap panas) dari mata air panas adalah karakteristik dari pengenceran air tanah. Konsentrasi dapat berkisar dari < 10 sampai > 100000 mg/kg, namun nilai-nilai orde 1000 mg/kg adalah khas dari klorida jenis air.



Gambar 9. Diagram segitiga Cl, SO₄, dan HCO₃ (Simmons, 1998).

Plotting pada diagram segitiga Cl, SO₄, dan HCO₃ pada **Gambar 11** dilakukan untuk mempermudah pengelompokan serta pemeriksaan *trend* sifat kimia fluida. Posisi data di diagram segitiga ditentukan dengan menggunakan persamaan berikut:

$$S = [Cl] + [SO_4] + [HCO_3] \quad (43)$$

$$\% Cl = \frac{(100 [Cl])}{S} \quad (44)$$

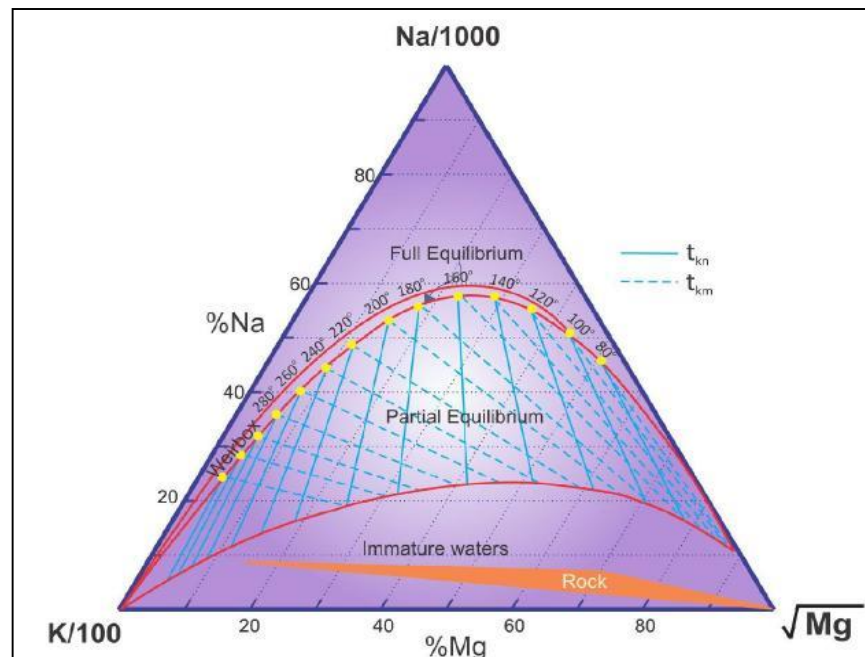
$$\% SO_4 = \frac{100 [SO_4]}{S} \quad (45)$$

$$\% HCO_3 = \frac{100 [HCO_3]}{S} \quad (46)$$

b. Diagram Segitiga Na - K - Mg

Plot segitiga Na - K - Mg memberikan penilaian lebih lanjut dari kesesuaian analisis air untuk aplikasi geoindikator zat terlarut ionik. Konsentrasi Na dan K dikendalikan oleh interaksi fluida dengan batuan yang bergantung pada suhu. Na adalah kation utama di fluida

panasbumi. Rasio Na/K semakin kecil, maka suhu semakin tinggi. Unsur Mg pada fluida hidrotermal bersuhu tinggi memiliki konsentrasi rendah. Konsentrasi Mg yang tinggi disebabkan adanya pelarutan batuan berada di dekat permukaan oleh air meteorik kaya Mg (Aribowo, 2011).



Gambar 10. Diagram segitiga Na - K - Mg (Simmons, 1998).

Untuk melakukan *plotting* pada diagram segitiga Na – K – Mg pada **Gambar 10** dilakukan menggunakan persamaan berikut:

$$S = \left(\frac{[Na]}{1000}\right) + \left(\frac{[K]}{100}\right) + [Mg]^{1/2} \quad (47)$$

$$\% Na = \frac{100 \left(\frac{[Na]}{1000}\right)}{S} \quad (48)$$

$$\% Mg = \frac{100 [Mg]^{1/2}}{S} \quad (49)$$

3.9.3 Geotermometer

Geotermometer adalah cara digunakan untuk memperkirakan temperatur reservoir panasbumi berdasarkan adanya zat-zat terlarut pada fluida panasbumi, dimana konsentrasi fluida sangat bergantung pada temperatur. Setiap geotermometer mempunyai keterbatasan sehingga

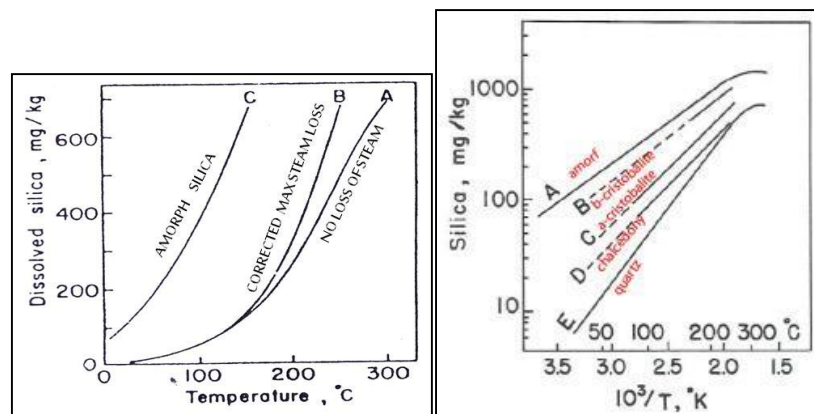
harus diperhatikan dalam penggunaannya untuk menghindari kekeliruan dalam interpretasi. Berikut ini beberapa jenis geotermometer, yaitu:

a. Geotermometer silika

Geotermometer silika dibuat berdasarkan kelarutan berbagai jenis silika dalam air untuk fungsi dari suhu yang ditentukan berdasarkan simulasi / eksperimen. Reaksi yang menjadi dasar pelarutan silika dalam air sebagai berikut:



Pada sistem panasbumi, fluida kedalaman mengalami ekuilibrium dengan kuarsa. Pada fluida reservoir bersuhu $> 220^\circ\text{C}$ kuarsa dapat mengendap karena pendinginan dengan perlahan, jika pendinginan berlangsung dengan sangat cepat maka yang terbentuk atau mengendap yaitu silika amorf. Berdasarkan data simulasi variasi kelarutan atau konsentrasi silika terhadap variasi suhu maka dapat diperkirakan besarnya suhu fluida.



Gambar 11. Kurva kelarutan silika terhadap suhu (Simmons, 1998).

Dari kurva pada **Gambar 11**, jika suhu rendah silika amorf lebih mudah larut dibandingkan kuarsa. Secara umum kelarutan silika dikontrol oleh silika amorf yang suhu rendah dan dikontrol oleh kuarsa yang suhu tinggi. Suhu batas digunakan untuk geotermometer silika sekitar 250°C karena di atas suhu ini silika akan larut dan

mengendap lebih cepat serta semakin lebih konstan saat cairan yang dikeluarkan ke permukaan. Fluida yang mengalami pendinginan adiabatik (*max steam loss*) diterapkan pada fluida yang mengalami kehilangan uap karena proses *boiling* yang menyebabkan meningkatnya kandungan silika dalam fluida sisa. Sementara itu, fluida yang mengalami pendinginan kondusif (*no steam loss*) menunjukkan kondisi kelarutan silika yang hanya dikontrol oleh pendinginan konduktif karena fluida yang naik ke permukaan. Geotermometer kuarsa baik digunakan untuk reservoir bersuhu > 150°C. Pada reservoir dengan suhu dibawah 150°C kandungan silika dikontrol dengan kalsedon (Ariowo, 2011).

Persamaan geotermometer silika yang dikembangkan berdasarkan pendekatan terhadap nilai kurva kelarutan macam-macam mineral silika ditampilkan pada **Tabel 7**.

Tabel 7. Persamaan geotermometer silika (Ariowo, 2011).

Geotermometer	Persamaan	Referensi
<i>Quartz-no steam loss</i>	$T = 1390 / (5,19 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Quartz-maximum steam loss</i>	$T = 1522 / (5,75 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Quartz</i>	$T = 42,198 + 0,28831 \text{SiO}_2 - 3,6686 \times 10^{-4} (\text{SiO}_2)^2 + 3,1665 \times 10^{-7} (\text{SiO}_2)^3 + 77,034 \log \text{SiO}_2$	Fournier dan Potter (1982)
<i>Quartz</i>	$T = 53,500 + 0,11236 \text{SiO}_2 - 0,5559 \times 10^{-4} (\text{SiO}_2)^2 + 0,1772 \times 10^{-7} (\text{SiO}_2)^3 + 88,390 \log \text{SiO}_2$	Arnorson (1985)
<i>Chalcedony</i>	$T = 1032 / (4,69 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Chalcedony</i>	$T = 1112 / (4,91 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Arnorson (1983)

<i>Cristobalite</i>	$T = 1000 / (4,78 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Opal</i>	$T = 781 / (4,51 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Amorphous silica</i>	$T = 731 / (4,52 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)

IV. METODOLOGI PENELITIAN

4.1. Tempat dan Waktu Penelitian

Penelitian ini dilakukan pada:

Tempat : Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika,
Universitas Lampung, Jl. Prof. Sumantri Brojonegoro No. 1
Bandar Lampung 35145, Indonesia.

Waktu : April – September 2022.

4.2 Alat dan Bahan

Alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian ini adalah:

1. Laptop
2. *Microsoft Excel* 2016
3. *Microsoft word* 2016
4. Software Global Mapper
5. *Software* Surfer 13
6. *Software* Grablox
7. Data gayaberat TOPEX daerah Gunung Ungaran
8. Peta Geologi Lembar Magelang dan Semarang

4.3 Jadwal Penelitian

Tabel jadwal pelaksanaan Tugas Akhir yang dilaksanakan di Laboratorium Teknik Geofisika yang dapat dilihat pada **Tabel 8** di bawah ini.

Tabel 8. Jadwal kegiatan penelitian

No	Kegiatan	April	Mei	Juni	Juli	Ags	Sept
1	Studi Literatur	■	■	■	■	■	■
2	Persiapan Penelitian	■	■	■	■		
3	Seminar Usul				■		
4	Pengolahan Data			■	■	■	
5	Analisis Hasil				■	■	
6	Penyusunan Laporan				■	■	
7	Seminar Hasil					■	
8	Penyelesaian Skripsi					■	■
9	Ujian Skripsi						■

4.4 Prosedur Penelitian

1. Persiapan Data

Tahapan awal yang dilakukan sebagai persiapan adalah melakukan pengumpulan data. Data yang digunakan merupakan data gayaberat udara bebas daerah Gunung Ungaran yang didapatkan dari data satelit TOPEX pada laman http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi.

2. Koreksi Data

Data gayaberat daerah Gunung Ungaran yang diunduh merupakan data *free air anomaly* (FAA). Artinya data gayaberat ini membutuhkan untuk dilakukan koreksi bouguer. Setelah itu perlu dilakukan koreksi medan sehingga didapatkan hasil anomali Bouguer lengkap (CBA).

3. Membuat Peta Kontur Anomali

Proses pembuatan peta kontur anomali bouguer area penelitian dilakukan dengan mendapatkan Data CBA. Selanjutnya diolah dengan *Software Oasis Montaj* yang kemudian dilakukan proses *gridding* untuk menampilkan nilai kontur anomali bouguer area penelitian, spasi yang dilakukan saat proses *gridding* merupakan spasi yang digunakan saat pengukuran di lapangan.

4. Analisis Spektral

Analisis spektral bertujuan untuk memperkirakan kedalaman suatu benda anomali gayaberat di bawah permukaan. Metode analisis menggunakan Transformasi Fourier yang berguna untuk mengubah suatu fungsi dalam jarak atau waktu menjadi suatu fungsi dalam bilangan gelombang atau frekuensi. Dengan analisis spektrum dapat diketahui kandungan frekuensi dari data, sehingga kedalaman dari anomali gayaberat dapat diestimasi. Frekuensi rendah yang berasosiasi dengan panjang gelombang panjang mengindikasikan daerah regional yang mewakili struktur dalam dan luas. Sedangkan sebaliknya, frekuensi tinggi yang berasosiasi dengan panjang gelombang pendek mengindikasikan daerah residual (lokal) yang mewakili struktur dangkal dan umumnya frekuensi sangat tinggi menunjukkan noise yang diakibatkan kesalahan pengukuran, kesalahan digitasi, dan lain-lain. Proses pengolahan ini dilakukan di software Ms. Excel, yang sebelumnya dilakukan *slicing* dari data anomali bouguer untuk mencari nilai anomali Bouguer serta jaraknya sehingga akan dihasilkan nilai LnA dan K.

5. Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Anomali bouguer pada metode gayaberat disebabkan dari perbedaan densitas batuan, baik yang terletak di dekat dengan permukaan bumi maupun yang jauh dari permukaan bumi. Efek yang berasal dari batuan pada daerah dangkal adalah anomali residual sedangkan efek yang berasal dari batuan yang dalam adalah anomali residual. Dalam penelitian menggunakan metode gayaberat ini semua anomali diamati,

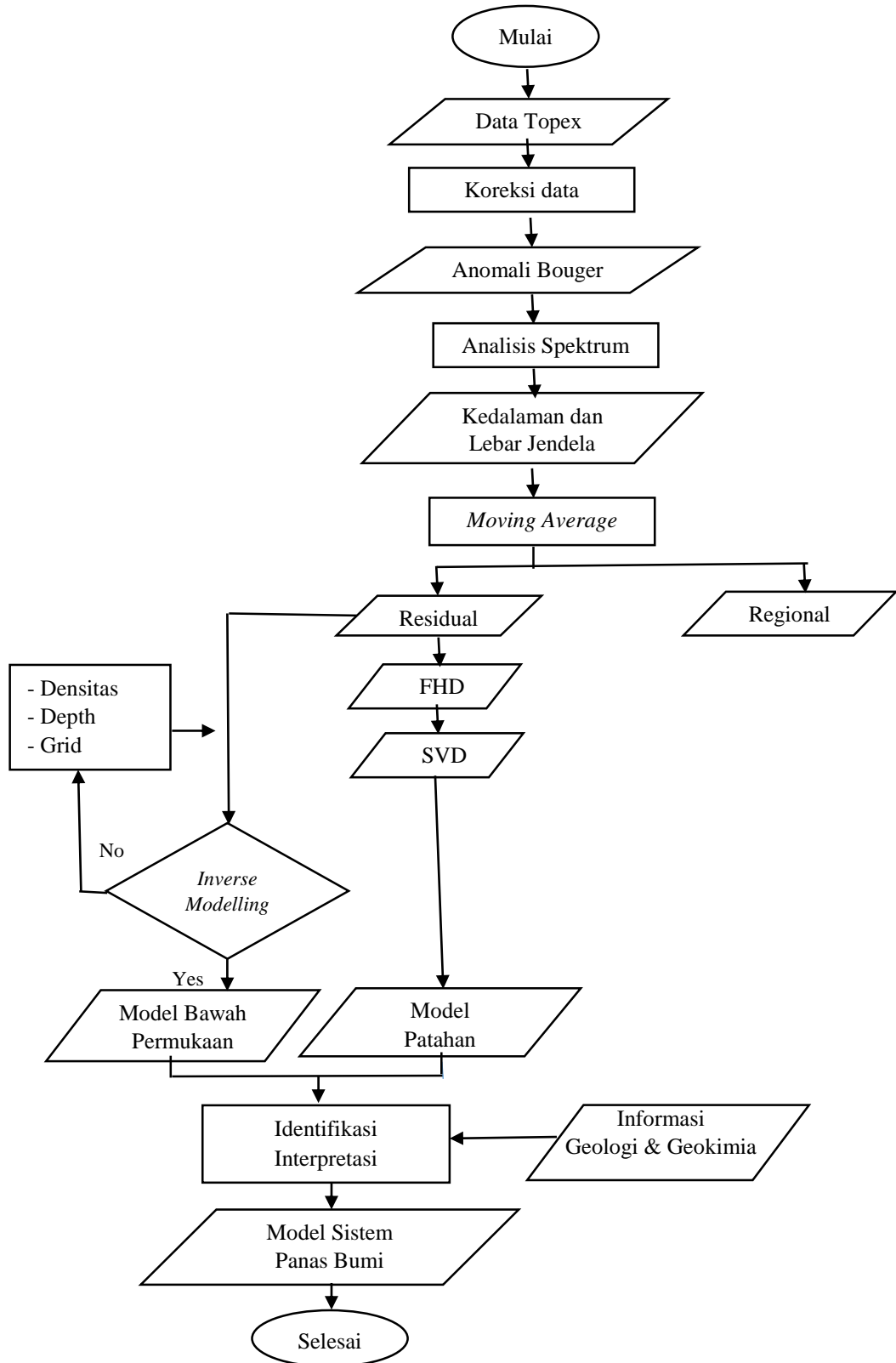
baik yang berasal dari daerah dangkal maupun daerah dalam, oleh karena itu perlu untuk pemisahan anomali regional dan residual dari anomali bouguer. Pada penelitian ini proses pemisahan dilakukan menggunakan *moving average* yang dapat dilakukan di Ms. Excel.

6. Pemodelan Bawah Permukaan

Melakukan pemodelan mundur atau *inverse modelling* dilakukan untuk proses pemodelan 3D dengan input data mesh dan data anomali residual untuk menghasilkan model 3D dari daerah penelitian yang mendekati model yang sebenarnya. Setelah didapatkan model 3D dari anomali residual maka dilakukan analisis untuk mengetahui patahan, reservoir dan *heat source* panasbumi daerah penelitian lalu dikorelasikan dengan geologi dan geokimia daerah penelitian

4.5 Diagram Alir

Diagram alir penelitian dapat dilihat pada **Gambar 12**.



Gambar 12. Diagram Alir

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

6.1 Kesimpulan

Dari penelitian ini dapat diambil kesimpulan sebagai berikut:

1. Berdasarkan perhitungan menggunakan metode analisis spektrum didapatkan kedalaman zona anomali regional 3.4 km dan kedalaman zona anomali residual 0.6 km.
2. Nilai SVD residual bernilai 0 yang ditunjukkan dengan garis biru dan nilai FHD bernilai maksimum dan minimum yang ditunjukkan dengan garis merah. Intrusi batuan beku juga menyebabkan timbulnya patahan/sesar. Patahan naik dapat dilihat dari pola anomali yang disebabkan terdapatnya kaldera. Struktur patahan yang terdapat pada sekitar area kawah gunung Ungaran terbentuk akibat zona lemah yang mengakibatkan zona runtuh.
3. Pemodelan inversi 3D memperlihatkan bahwa sebaran densitas daerah penelitian yang memiliki nilai 2 sampai 2,9 gr/cm³ dengan kedalaman maksimum 2500 meter. Memperlihatkan zona patahan berada pada zona lemah yang ditunjukkan pada warna biru yang memiliki nilai anomali 2,1 gr/cc hingga 2,4 gr/cc yang diperkirakan di puncak gunung Ungaran yang terdapat di batuan Gunungapi Gajahmungkur. Kemudian zona dengan densitas tinggi diperkirakan sebagai basement yang memiliki nilai 2,6 gr/cc hingga 2,9 gr/cc yang diperkirakan merupakan batuan andesit
4. Model hipotesis panasbumi Gunung Ungaran Gambar 28, terdapat beberapa manifestasi yaitu Nglimut dengan temperatur 150 °C. Kendalisodo dengan temperatur 155 °C, Gedongsongo dengan temperatur 230 °C dan Kaliulo dengan temperatur 78 °C.

6.2 Saran

Perlu menambahkan data metode geofisika lainnya untuk memperkuat dalam interpretasi dan penelitian ini perlu dilakukan studi pengeboran eksplorasi untuk mendukung hasil penelitian bawah permukaan dan menghitung potensi energi panasbumi di daerah penelitian agar dapat dilakukan studi kelayakan untuk pengembangan lapangan panasbumi.

DAFTAR PUSTAKA

- Alam, S., dan Saputra, Z. 2017. Gravity Model and Fractal Dimension of Ungaran Geothermal Area. *Proceedings, 6th ITB International Geothermal Workshop*.
- Andalucia, S. 2017. Keseimbangan Massa Pada Sistem Panasbumi Berdasarkan Data Hidrogeologi Daerah Prospek Gedongsongo Kompleks Gunungapi Ungaran Kabupaten Semarang Provinsi Jawa Tengah. *Jurnal Teknik Patra Akademika* Vol. 8. No. 1.
- Aribowo, Y. 2011. Prediksi Temperatur Reservoir Panasbumi dengan Menggunakan Metoda Geotermometer Kimia Fluida. *Jurnal Teknik* Vol. 32 No.3 Hal. 234-238.
- Blakely, R. J. 1996. *Potensial Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Dickson, M. H., dan Fanelli, M. 2013. *Geothermal energy: utilization and technology*. Routledge
- Diyanti. 2014. Interpretasi Struktur Geologi Bawah Permukaan Daerah Leuwidamar Berdasarkan Analisis Spektral Data Gaya Berat. Skripsi. Prodi Fisika FPMIPA Universitas Pendidikan Indonesia. Bandung.
- Djohan, I. 2021. Candi Gedongsongo Potensi Geowisata Panas Bumi Di Kabupaten Semarang. *Jurnal Media Informasi Penelitian Kabupaten Semarang (SINOV)* Vol. 4 No 2.
- Emianto, Y B., Aribowo, Y. 2011. Studi Geokimia Fluida Panasbumi Daerah Prospek Panasbumi Nglimut, G. Ungaran Kecamatan Limbangan, Kabupaten Kendal Jawa. *TEKNIK* Vol. 32 No. 3
- Goff, F., dan Janik, C. J. 2000. Geothermal System. *In H. Sigurdsson, Encyclopedia of Volcanoes* Hal. 817-834. Academic Press. United States.
- Herdianita, N. R., dan Priadi, B. 2008. The Chemical Compositions of Thermal Waters at Ciarinem and Cilayu, Pameungpeuk, West Java-Indonesia. *ITB Journal Science* Vol. 39A No. 1 Hal. 49-61.
- Hutapea, F. 2010. Eksplorasi Panas Bumi dengan Metode Geofisika dan Geokimia pada Daerah Bonjol, Kabupaten Pasaman-Sumatera Barat. Skripsi. Institut Teknologi Bandung. Bandung.

- Illi, N. 2019. *Pemodelan 3d Struktur Bawah Permukaan Gunungapi Agung Provinsi Bali Menggunakan Metode Gaya Berat*. Teknik Geofisika, Universitas Lampung. Lampung.
- Kirbani, S.B. 2001. *Teori dan Aplikasi Metode Gravitasi*. Universitas Gadjah Mada. Yogyakarta.
- Longman, I.M. 1959. Formulas for computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun. *Journal of Geophysical Research* Vol. 64, Hal. 2351-2355.
- Lowrie, W. 2007. *Fundamentals of Geophysics, 2nd ed. x + 381 pp*. Cambridge University Press. Cambridge, New York, Melbourne.
- Melisa dan Sarkowi, M. 2013. Analisis Data Gravity untuk Menentukan Struktur Bawah Permukaan Daerah Manifestasi Panasbumi di Lereng Selatan Gunung Ungaran. *Seminar Nasional Sains & Teknologi V Lembaga Penelitian Universitas Lampung*.
- Nicholson, K. 1993. *Geothermal Fluids Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. United Kingdom.
- Ningsih, C. 2018. Estimasi Cadangan Reservoir Sistem Panasbumi Hidrotermal Non-vulkanik Berdasarkan Data 3G (Geologi, Geokimia, Geofisika) dan Landaian Suhu Pada Lapangan Panasbumi Silver Peak, Esmeralda Country, Nevada, U.S.A. Skripsi. Universitas Lampung. Bandar Lampung.
- Octonovrilna, L. 2009. Analisa Perbandingan Anomaly Gravitasi dengan persebaran intrusi air asin (Studi kasus Jakarta 2006-2007). *Jurnal Meteorologi dan Geofisika* Vol.10 No.1.
- Reynolds, J. M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester John Wiley and Sons Hal. 796
- Rezky, Y., Zarkasyi, A., dan Risdianto, D. 2012. Sistem Panas Bumi dan Model Konseptual Daerah Panas Bumi Gunung Ungaran, Jawa Tengah. *Buletin sumber Daya Geologi* Vol. 7 No.3.
- Saibi, H., Nishijima, J., Ehara, S. and Aboud, E. 2006. Integrated Gradient Interpretation Techniques For 2D And 3D Gravity Data Interpretation. *Earth Planets Space* Vol. 58 Hal. 815–821.
- Saibi, H., Aboud, E., Setyawan, A., Ehara, S., dan Nishijima, J. 2012. Gravity data analysis of Ungaran Volcano, Indonesia. *Arab J Geosci* 5. Hal:1047-1054.
- Sanjaya, D. 2019. Analisis Horizontal Gradient, Tilt Angle, Model 2D, dan 3D Gayaberat dalam Identifikasi Zona Sesar Daerah Panasbumi Gunung Ungaran, Jawa Tengah. Skripsi. Universitas Lampung. Lampung.

- Sarkowi, M. 2010. Identifikasi Struktur Daerah Panasbumi Ulubelu Berdasarkan Analisa Data SVD Anomali Bouguer. *Jurnal Sains MIPA*. Vol. 16 No.2 Hal. 111-118.
- Serway, Raymond dan John, W. 2009. *FISIKA Untuk Sains dan Teknik Buku 1 Edisi 6*. Salemba Teknika. Jakarta.
- Setyawan, A., Ehara, S., Fujimitsu, Y., dan Saibi, H. 2009. Assessment of Geothermal Potential at Ungaran Volcano, Indonesia Deduced from Numerical Analysis. *Proceedings, Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*.
- Simmons, S. F. 1998. *Geochemistry Lecture Notes*. Geothermal Institute University of Auckland. New Zealand.
- Suharno. 2010. *Pengembangan Prospek Panas Bumi*. Fakultas Teknik Universitas Lampung. Bandar Lampung.
- Suharno. 2012. *Sistem Panas Bumi*. Universitas Lampung. Bandar Lampung.
- Supriyanto. 2007. *Analisis Data Geofisika: Memahami Teori Inversi*. Departemen Fisika FMIPA Universitas Indonesia. Depok.
- Susilo, N. D., Nurwidiyanto, M. I., dan Harmoko, U. 2016. Interpretasi Lapisan Bawah Permukaan Dengan Transformasi Pseudogravitasi Berdasarkan Data Geomagnetik Pada Manifestasi Mata Air Panas Kendalisodo Kabupaten Semarang. *Youngster Physics Journal* Vol. 5 No.4 Hal 195–202.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., dan Sheriff, R.P. 1990. *Applied Geophysics 2nd ed.* Cambridge University Press. USA.
- Thanden, RE., H. Sumadirdja, PW. Richards, K. Sutisna, 1996. *Peta Geologi Lembar Magelang dan Semarang, Jawa skala 1:100.000*. Pusat Survey Geologi. Bandung.
- Wahyudi. 2005. Kajian Potensi Panas Bumi Dan Rekomendasi Pemanfaatannya Pada Daerah Prospek Gunungapi Ungaran Jawa Tengah. *Kajian Potensi Panas*.
- Wardhana, D. D., Harjono, H., dan Sudaryanto. 2014. Struktur Bawah Permukaan Kota Semarang Berdasarkan Data Gayaberat. *RISSET Geologi dan Pertambangan*. Vol. 24 No.1. Hal. 53-64
- Zarkasyi, A., Rezky, Y., dan Nurhadi, M. 2011. Keprospekan Panas Bumi Gunung Ungaran Berdasarkan Analisis Geosain Terpadu. *Buletin Sumber Daya Geologi* Vol.6 No.3.