

**IDENTIFIKASI SISTEM PANASBUMI NON-VULKANIK  
MENGUNAKAN DATA GAYABERAT DAN DATA  
MAGNETOTELURIK DAERAH MASSEPE, SULAWESI  
SELATAN**

(Skripsi)

Oleh

**Nur Asia Azam  
2215051072**



**FAKULTAS TEKNIK  
UNIVERSITAS LAMPUNG  
BANDAR LAMPUNG**

**2026**

**IDENTIFIKASI SISTEM PANASBUMI NON-VULKANIK  
MENGUNAKAN DATA GAYABERAT DAN DATA  
MAGNETOTELURIK DAERAH MASSEPE, SULAWESI  
SELATAN**

Oleh  
**Nur Asia Azam**

**Skripsi**

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

**Pada**

**Jurusan Teknik Geofisika  
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**FAKULTAS TEKNIK  
UNIVERSITAS LAMPUNG  
BANDAR LAMPUNG**

**2026**

## ABSTRAK

### IDENTIFIKASI SISTEM PANASBUMI NON-VULKANIK MENGUNAKAN DATA GAYABERAT DAN DATA MAGNETOTELURIK DAERAH MASSEPE, SULAWESI SELATAN

Oleh

**Nur Asia Azam**

Daerah Massepe, Sulawesi Selatan, merupakan wilayah prospek panasbumi non-vulkanik yang ditandai oleh keberadaan manifestasi di permukaan seperti mata air panas Pajalele, Alakuang, serta Warede. Penelitian ini bertujuan membandingkan data gayaberat lapangan dan GGMPlus, mengidentifikasi struktur patahan, serta memodelkan bawah permukaan menggunakan data gayaberat dan magnetotelurik. Hasil menunjukkan bahwa data gayaberat lapangan dan data GGMPlus menunjukkan arah trend anomali yang serupa yaitu berarah barat daya sampai tenggara, sehingga keduanya merepresentasikan kondisi regional secara konsisten. Namun, data GGMPlus digunakan sebagai data utama karena mampu mencakup area yang lebih luas dengan persebaran data yang lebih merata, sedangkan data lapangan berfungsi sebagai kontrol lokal. Analisis turunan (SVD dan FHD) dapat menunjukkan keberadaan sesar yang mengontrol prospek panasbumi Massepe. Hasil inversi 3D gayaberat menunjukkan variasi densitas 1.82–2.64 g/cc hingga kedalaman sekitar 3 km, dengan geometri cekungan yang semakin dalam ke arah tengah hingga timur. Zona dengan densitas rendah (1.96 g/cc) diindikasikan sebagai zona reservoir. Densitas tinggi (2.50 g/cc) diindikasikan sebagai zona *basement*. Inversi data magnetotelurik menunjukkan rentang resistivitas 0–500 ohm-m, dengan zona rendah 0–10 ohm-m sebagai indikasi cekungan sedimen pada kedalaman 0–2000 m. Integrasi kedua metode mengindikasikan sistem panas bumi non-vulkanik tipe cekungan sedimen. Model menunjukkan geometri cekungan pada densitas rendah-menengah dan resistivitas rendah. Struktur patahan berperan sebagai jalur migrasi fluida hidrotermal sekaligus pengontrol pembentukan cekungan.

Kata Kunci: Panasbumi Non-Vulkanik, Gayaberat, Magnetotelurik, Analisis *Derivative*, *Invers Modelling 3D*, *Invers Modelling 2D*

## **ABSTRACT**

### **IDENTIFICATION OF NON-VOLCANIC GEOTHERMAL SYSTEMS USING GRAVITY AND MAGNETOTELURIC DATA FROM THE MASSEPE REGION, SOUTH SULAWESI**

By

**Nur Asia Azam**

*The Massepe area in South Sulawesi is a prospective region for non-volcanic geothermal energy, characterized by surface manifestations such as the Pajalele, Alakuang, and Warede hot springs. This study aims to compare field gravity data and GGMPlus data, identify fault structures, and model the subsurface using gravity and magnetotelluric data. The results show that field gravity data and GGMPlus data exhibit similar trend directions of anomalies, namely from southwest to southeast, thus both consistently represent regional conditions. However, GGMPlus data were used as the primary dataset because they cover a wider area with more uniform data distribution, while field data serve as local controls. Derivative analyses (SVD and FHD) can indicate the presence of faults controlling the Massepe geothermal prospect. The results of the 3D gravity inversion show density variations of 1.82–2.64 g/cc to a depth of approximately 3 km, with basin geometry that deepens toward the center and east. The low-density zone (1.96 g/cc) is indicated as the reservoir zone. The high-density zone (2.50 g/cc) is indicated as the basement zone. Magnetotelluric data inversion shows a resistivity range of 0–500 ohm-m, with a low-resistivity zone of 0–10 ohm-m indicating a sedimentary basin at depths of 0–2000 m. Integration of both methods indicates a non-volcanic geothermal system of the sedimentary basin type. The model shows basin geometry in the low-to-medium density and low resistivity zones. Fault structures act as pathways for hydrothermal fluid migration and control basin formation.*

**Keywords:** *Non-Volcanic Geothermal, Gravity, Magnetotelluric, Derivative Analysis, 3D Inverse Modeling, 2D Inverse Modeling*

Judul Skripsi : Identifikasi Sistem Panasbumi Non-Vulkanik Menggunakan Data Gayaberat dan Data Magnetotelurik Daerah Masepe, Sulawesi Selatan

Nama Mahasiswa : Nur Asia Azam

Nomor Pokok Mahasiswa : 22150151072

Program Studi : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik



1. Komisi Pembimbing

Dosen Pembimbing 1

Dosen Pembimbing 2

**Prof. Dr. Ir. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**  
NIP. 197209281999031001

**Ridho Destawan, S.T., M.T.**  
NIP. 199212222024061002

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

**Dr. Ir. Syamsurrijal Rasimeng, S.Si., M.Si., C.EIA., IPM.**  
NIP. 197307162000121002

**MENGESAHKAN**

1. Tim Penguji  
Ketua : Prof. Dr. Ir. Ahmad Zaeudin, S.Si., M.T.

Sekretaris : Ridho Destawan, S.T., M.T

Anggota : Dr. Rustadi, S.Si., M.T.

2. Dekan Fakultas Teknik



Three handwritten signatures are shown on the right side of the page, corresponding to the members of the examination team listed on the left.

Tanggal Lulus Ujian Skripsi: 5 Juni 2026

## PERNYATAAN

Dengan pernyataan ini, saya menegaskan bahwa skripsi berjudul “Identifikasi Sistem Panasbumi Non-Vulkanik Menggunakan Data Gayaberat dan Data Magnctotclurik Dacrah Masscpe, Sulawesi Selatan” merupakan hasil karya ilmiah yang saya susun secara mandiri berdasarkan data, informasi, dan pengetahuan yang saya peroleh selama proses penelitian. Skripsi ini tidak mengandung karya yang pernah dipublikasikan sebelumnya serta tidak mengandung unsur plagiarisme dari karya pihak lain. Seluruh sumber yang digunakan, baik melalui kutipan maupun rujukan, telah dicantumkan secara lengkap dalam daftar pustaka sesuai norma, dirujuk, telah dicantumkan dengan jelas pada daftar pustaka sesuai ketentuan penulisan ilmiah yang berlaku.

Pernyataan ini saya buat dengan sebenar-benarnya dan penuh rasa tanggung jawab. Apabila di kemudian hari ditemukan ketidaksesuaian atau ketidakbenaran dalam pernyataan ini, saya bersedia menerima konsekuensi dan sanksi sesuai dengan peraturan yang berlaku.

Bandar Lampung, 05 Juni 2026  
Penulis



**Nur Asia Azam**  
NPM. 2215051072

## RIWAYAT HIDUP



Penulis memiliki nama lengkap Nur Asia Azam, lahir di Sungai Langka pada 25 Desember 2003. Penulis merupakan putri pertama dari pasangan Bapak Hadi Sungkowo dan Ibu Jumitri serta sebagai anak pertama dari dua bersaudara yang berdomisili di Jln. Sukma Ilang, Dusun 3 Desa Sungai Langka, Kecamatan Gedong Tataan, Kabupaten Pesawaran, Provinsi Lampung. Penulis menempuh pendidikan taman kanak-kanak Dharma Wanita pada tahun 2009-2010. Kemudian melanjutkan sekolah dasar di SD Negeri 27 Gedong Tataan selama 6 tahun dan lulus pada tahun 2016. Pada tahun 2016-2019, penulis melanjutkan pendidikan menengah pertama di SMP Negeri 17 Pesawaran dan menyelesaikan sekolah menengah atas di SMA Negeri 2 Gedong Tataan yang telah selesai pada tahun 2022. Pada tahun yang sama (2022), penulis resmi terdaftar sebagai mahasiswa Program Studi S1 Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung melalui jalur SBMPTN.

Sejak di Sekolah Dasar sampai bangku perkuliahan semester 1 penulis aktif terlibat dalam Perkumpulan Renang Seluruh Indonesia (PRSI) dan mengikuti beberapa kejuaraan provinsi sampai nasional. Selama menempuh pendidikan di bangku perkuliahan, penulis juga aktif berpartisipasi dalam beberapa organisasi kemahasiswaan. Penulis tercatat sebagai pengurus Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika Bhuwana pada Bidang Sosial Budaya Masyarakat selama 2 periode yaitu pada tahun 2023 - 2025. Selain itu, penulis juga beragabung dalam organisasi Himpunan Ahli Geofisika (HAGI SC Unila) sebagai anggota Divisi Professional

Improvement HAGI SC Unila. Pada tahun 2026, penulis dipercaya menjadi Asisten Praktikum Metode Gayaberat dan Praktikum Elektromagnetik.

Penulis telah melaksanakan kegiatan Kuliah Kerja Nyata (KKN) di Desa Kaliwungu, Kecamatan Kalirejo, Kabupaten Lampung Tengah, Provinsi Lampung sebagai bagian dari implementasi Tri Dharma Perguruan Tinggi. Kemudian penulis melaksanakan Kerja Praktik (KP) di Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panasbumi (PSDMBP) pada bidang panasbumi di bulan Juli hingga Agustus 2025 dengan judul “Pemodelan 2D Forward Modelling Bawah Permukaan dengan Menggunakan Data Gayaberat”. Kemudian penulis melaksanakan kegiatan Tugas Akhir di Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika (PPDG), Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung selama Januari sampai Mei 2026 dengan judul skripsi “Identifikasi Sistem Panasbumi Non-Vulkanik Menggunakan Data Gayaberat dan Data Magnetotelurik Daerah Masepe, Sulawesi Selatan” dan dinyatakan lulus pada 05 Juni 2026.

## **PERSEMBAHAN**

“Atas segala ketenangan di tengah kesulitan, kekuatan di tengah kelemahan, dan harapan di setiap doa”

Puji syukur kehadiran Allah SWT, yang telah memberikan kelancaran, kesehatan dan keteguhan hati kepada penulis dalam menyelesaikan seluruh rangkaian Tugas

Akhir ini. Lembar demi lembar karya ini dipersembahkan sebagai wujud rasa syukur atas segala nikmat dan petunjuk-Mu yang tak terbatas, karya ini penulis persembahkan kepada:

### **Bapak dan Ibu Tercinta**

Teruntuk dua cinta pertama dalam hidupku. Terima kasih telah menjadi pelukan paling hangat di dunia, tempat aku selalu bisa pulang dari segala lelah. Karya ini adalah buah dari setiap tetes keringat, malam-malam tanpa tidur dan cinta tanpa syarat yang Bapak dan Ibu semaikan dalam hidupku. Lembar demi lembar keberhasilan ini tidak akan pernah ada tanpa ketulusan doa-doa kalian yang menembus langit.

### **Adik Tersayang**

Untuk adikku, tanpa sadar menjadi penyemangat dalam setiap proses panjang ini.

Semoga kelak kamu juga dapat meraih mimpi-mimpi terbaikmu.

### **Teknik Geofisika Universitas Lampung**

Keluarga besar Teknik Geofisika 22 “Granit”

## MOTTO

“Dan aku menyerahkan urusanku kepada Allah”

[Q.S. Al-Ghafir : 44]

“Diwajibkan atas kamu berperang, padahal itu tidak menyenangkan bagimu. Tetapi boleh jadi kamu tidak menyenangi sesuatu, padahal itu baik bagimu, dan boleh jadi kamu menyukai sesuatu, padahal itu tidak baik bagimu, Allah mengetahui, sedangkan kamu tidak mengetahui.”

[Q.S. Al-Baqarah : 216]

“Tidaklah mungkin bagi matahari mengejar bulan dan malam pun tidak dapat mendahului siang. Masing-masing beredar pada garis edarnya”

[Q.S. Yasin : 40]

“Yakinlah, ada sesuatu yang menantimu setelah sekian banyak kesabaran (yang kau jalani), yang akan membuatmu terpana hingga akan lupa betapa pedihnya rasa sakit”

[Ali bin Abi Thalib]

“Di setiap jalan yang panjang, Allah sedang membentukku untuk terus tumbuh”

~ Nur Asia Azam ~

## KATA PENGANTAR

Penulis memanjatkan puji dan syukur ke kehadiran Allah SWT atas segala rahmat, karunia, serta izin-Nya yang telah memberikan kekuatan serta kemudahan dalam menyelesaikan skripsi dengan baik. Shalawat serta salam semoga senantiasa dilimpahkan kepada Nabi Muhammad SAW yang telah membimbing umat manusia menuju kehidupan yang lebih berilmu dan kemajuan peradaban.

Skripsi ini berjudul “**Identifikasi Sistem Panasbumi Non-Vulkanik Menggunakan Data Gayaberat dan Data Magnetotelurik Daerah Masepe, Sulawesi Selatan**” yang disusun guna memenuhi salah satu persyaratan dalam memperoleh gelar Sarjana pada Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung.

Penulis menyadari bahwa skripsi ini masih memiliki berbagai keterbatasan dan belum sepenuhnya sempurna. Oleh sebab itu, segala bentuk kritik dan saran yang membangun diharapkan demi penyempurnaan karya ilmiah di kemudian hari. Penulis berharap karya ini dapat memberikan manfaat dan menambah wawasan pembaca serta menjadi referensi dalam pengembangan ilmu geofisika, khususnya di bidang eksplorasi panasbumi.

Bandar Lampung, 05 Juni 2026



**Nur Asia Azam**

NPM. 2215051072

## SANWACANA

Puji syukur penulis panjatkan kehadirat Allah SWT atas rahmat dan karunia-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan penelitian tugas akhir ini dengan judul “Identifikasi Sistem Panasbumi Non Vulkanik Menggunakan Data Gayaberat dan Data Magnetotelurik Daerah Masepe, Sulawesi Selatan”. Proses penyelesaian Tugas Akhir ini tidak terlepas dari bantuan, dukungan, semangat, motivasi, kritik, saran, serta berbagai bentuk bantuan dari banyak pihak yang dengan tulus mendampingi penulis. Oleh karena itu, dalam kesempatan ini penulis menyampaikan ucapan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada:

1. Bapak Dr. Ahmad Herison, S.T., M.T., selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampung.
2. Bapak Dr. Ir. Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si., C.EIA., IPM., selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
3. Bapak Dr. Alimuddin Muchtar, S.Si., M.Si, C.EIA., selaku Sekretaris Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
4. Bapak Prof. Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T., selaku Dosen Pembimbing 1 yang senantiasa meluangkan waktu, memberikan ilmu, serta membimbing penulis dengan penuh kesabaran selama proses penelitian dan penyusunan skripsi ini.
5. Bapak Ridho Destawan, S.T., M.T., selaku Dosen Pembimbing 2 yang senantiasa meluangkan waktu, memberikan arahan dan masukan sehingga skripsi ini dapat diselesaikan dengan baik.
6. Bapak Dr. Rustadi, S.Si., M.T., selaku Dosen Penguji yang telah memberikan kritik, saran, serta masukan yang membangun kepada penulis sehingga skripsi ini dapat menjadi lebih baik.

7. Ibu Isti Nur Kumalasari, S.T., M.T., selaku dosen Pembimbing Akademik yang telah memberikan arahan, perhatian serta motivasi kepada penulis selama menempuh pendidikan di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
8. Seluruh Dosen Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang telah memberikan ilmu, pengalaman serta bimbingan kepada penulis selama menempuh pendidikan.
9. Tim Kerja Panasbumi PSDMBP dan Bapak Wiwid Joni, S.T., M.T. selaku Pembimbing Lapangan pelaksanaan Kerja Praktik dari Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi (PSDMBP) yang telah memberikan arahan, bantuan, ilmu dan pengalaman kepada penulis.
10. Orangtua Terhebat (Bapak Hadi Sungkowo dan Ibu Junitri). Untuk Bapakku, terimakasih atas setiap tetes keringat perjuangan, pengorbanan dan kasih sayang yang tidak pernah Bapak tunjukkan lelahnya demi masa depan penulis. Terima kasih karena selalu menjadi sosok yang diam-diam menguatkan dan mengajarkan arti keteguhan dalam menjalani kehidupan. Untuk Ibuku tercinta, terima kasih atas cinta yang tetap tumbuh dalam setiap waktu, doa yang tak pernah lelah mengetuk langit serta pelukan yang selalu menjadi tempat paling tenang bagi penulis. Terima kasih karena selalu membersamai setiap langkah penulis dengan kasih sayang, kesabaran, dan ketulusan hingga penulis mampu berada di titik ini. Segala pencapaian ini tidak akan pernah cukup untuk membalas setiap pengorbanan dan cinta yang telah diberikan.
11. Fawadza Naura Dzihni, adikku tersayang yang selalu menjadi bagian dalam perjalanan hidup penulis. Semoga apa yang telah dicapai penulis dapat menjadi inspirasi kecil bagimu untuk terus berjuang menampaki jalan menuju terwujudnya impian dan cita-cita di masa depan.
12. Mamak wati, Adek Anang, Adek Didi yang senantiasa memberikan dukungan, semangat, dan menjadi bestiku sekaligus tempat terbaik bagi penulis untuk berkeluh kesah dalam setiap proses perjalanan hidup. Terima kasih atas kebersamaan dan perhatian yang selalu diberikan. Semoga selalu dilimpahkan kesehatan dan rezeki yang berkah.
13. Keluarga besar Teknik Geofisika Angkatan 2022 “Granit”, terima kasih atas kebersamaan, canda tawa, tangis, serta perjuangan yang telah dilalui bersama

- selama masa perkuliahan. Setiap kenangan yang tercipta akan selalu tersimpan sebagai bagian manis yang tidak akan terlupakan dalam hidup penulis. Terima kasih telah hadir dan tumbuh bersama dalam perjalanan yang penuh cerita ini.
14. Yeni Marsela, Amelia Putri Anggareni, Amalia Ramadhona, Siti Mahmudah, Tyas Puspaningsih, Hafizah, Hanifah, Galuh Andini Putri A. H., Aulia Nisya dan Indira Audita Azra U. P., yang telah menjadi teman baik penulis selama perjalanan masa perkuliahan. Terima kasih atas kebersamaan, bantuan yang telah diberikan selama ini, serta segala momen yang telah dilalui bersama.
  15. “KP to TA Crew”, Amel dan Ien yang telah menjadi bagian dari perjalanan penulis sejak KP hingga TA. Terima kasih atas kebersamaan, kerja sama dan berbagai momen yang telah dilalui bersama di Bandung.
  16. Sahabatku tersayang, Rosma Wijayanti yang selalu memberikan dukungan serta setia menemani setiap langkah perjalanan yang telah dilalui bersama. Mulai menjelajahi tempat-tempat baru, mencoba berbagai makanan, hingga menjadi teman cerita dan tempat berkeluh kesah dalam berbagai keadaan. Semoga kita sukses di jalan dan tujuan masing-masing. Tunggu aku kerja, kita lanjutkan berkelana!!
  17. Bang Yus dan Difa Aresta (sang suhu MT). Terima kasih atas kesabaran dan ilmu yang telah diberikan dalam mengajarkan penulis memahami processing data MT hingga akhirnya penulis dapat menyelesaikan skripsi ini. Terima kasih juga selalu siap menjawab pertanyaan-pertanyaan penulis.
  18. Nur Asia Azam. Terima kasih telah bertahan, berjuang, dan menyelesaikan perjalanan perkuliahan ini.
  19. Seluruh pihak yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu yang telah memberi bantuan dan dukungan dalam penyusunan skripsi ini.

Bandar Lampung, 05 Juni 2026



**Nur Asia Azam**

NPM. 2215051072

## DAFTAR ISI

	Halaman
<b>ABSTRAK .....</b>	<b>iii</b>
<b>MENGESAHKAN .....</b>	Error! Bookmark not defined.
<b>PERNYATAAN.....</b>	Error! Bookmark not defined.
<b>RIWAYAT HIDUP .....</b>	<b>viii</b>
<b>PERSEMBAHAN.....</b>	<b>x</b>
<b>MOTTO .....</b>	<b>xi</b>
<b>KATA PENGANTAR.....</b>	<b>xii</b>
<b>SANWACANA .....</b>	<b>xiii</b>
<b>DAFTAR ISI.....</b>	<b>xvi</b>
<b>DAFTAR GAMBAR.....</b>	<b>xx</b>
<b>DAFTAR TABEL .....</b>	<b>xxii</b>
<b>I. PENDAHULUAN .....</b>	<b>2</b>
1.1 Latar Belakang .....	2
1.2 Tujuan Penelitian.....	3
1.3 Batasan Masalah.....	4
1.4 Manfaat Penelitian.....	4
<b>II. TINJAUAN PUSTAKA .....</b>	<b>5</b>
2.1 Lokasi Daerah Penelitian.....	5
2.2 Geologi Daerah Penelitian.....	6
2.3 Stratigrafi Daerah Penelitian .....	8

2.4	Struktur Geologi Daerah Penelitian .....	12
2.5	Manifestasi Daerah Penelitian.....	14
2.6	Penelitian Terdahulu.....	16
<b>III.</b>	<b>TEORI DASAR.....</b>	<b>21</b>
3.1	Sistem Panasbumi.....	21
3.2	Metode Gayaberat .....	27
3.3	Konsep Dasar Metode Gayaberat.....	28
3.4	Koreksi-Koreksi Metode Gayaberat.....	29
3.4.1	Koreksi Pasang Surut ( <i>Tidal Correction</i> ) .....	30
3.4.2	Koreksi Apungan ( <i>Drift Correction</i> ) .....	31
3.4.3	Koreksi Lintang ( <i>Latitude Correction</i> ).....	31
3.4.4	Koreksi Udara Bebas ( <i>Free Air Correction</i> ).....	33
3.4.5	Koreksi Bouguer ( <i>Bouguer Correction</i> ) .....	34
3.4.6	Koreksi Medan ( <i>Terrain Correction</i> ).....	36
3.5	Penentuan Densitas Permukaan.....	38
3.5.1	Metode Sampling .....	38
3.5.2	Metode Parasnis .....	38
3.5.3	Metode Nettleton.....	39
3.6	<i>Complete Bouguer Anomaly</i> (CBA).....	40
3.7	Densitas Batuan .....	40
3.8	Analisis Spektrum .....	42
3.9	Filter <i>Moving Average</i> .....	45
3.10	Analisis <i>Derivative</i> .....	45
3.11	Metode Magnetotelurik .....	48
3.12	Prinsip Elektromagnetik .....	50
3.13	Resistivitas Batuan .....	51
3.14	Impedansi Magnetotelurik.....	53
3.15	<i>Skin Depth</i> .....	56

3.16 Transformasi Fourier .....	57
3.17 <i>Robust processing</i> .....	57
3.18 Seleksi <i>Crosspower</i> .....	58
3.19 Koreksi <i>Static shift</i> .....	58
3.20 Pemodelan Inversi .....	58
<b>IV. METODOLOGI PENELITIAN .....</b>	<b>59</b>
4.1 Waktu dan Tempat Penelitian .....	59
4.2 Alat dan Bahan .....	59
4.3 Prosedur Penelitian.....	62
4.3.1 Prosedur Pengolahan Data Gayaberat.....	62
4.3.2 Prosedur Pengolahan Data Magnetotelurik.....	64
4.4 Diagram Alir.....	70
<b>V. HASIL DAN PEMBAHASAN .....</b>	<b>72</b>
5.1 Metode Gayaberat .....	72
5.1.1 Topografi Daerah Penelitian .....	72
5.1.2 <i>Complete Bouguer Anomaly</i> (CBA).....	73
5.1.3 Analisis Spektrum .....	75
5.1.3 Pemisahan Anomali Regional dan Anomali Residual .....	81
5.1.4 Perbandingan Data Gayaberat Lapangan dan Data GGMPlus .....	84
5.1.5 Analisis <i>Derivative</i> .....	85
5.1.6 Model Inversi 3D <i>Complete Bouguer Anomaly</i> .....	87
5.1.7 Identifikasi Patahan Menggunakan Analisis <i>Derivative</i> .....	90
5.2 Metode Magnetotelurik .....	96
5.2.1 Topografi Data Magnetotelurik.....	96
5.2.2 Inversi 2D.....	96
5.3 Model 2D Gayaberat dan 2D Magnetotelurik.....	98
<b>VI. KESIMPULAN DAN SARAN .....</b>	<b>103</b>
6.1 Kesimpulan.....	103

6.2 Saran.....	104
<b>DAFTAR PUSTAKA .....</b>	<b>105</b>

## DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Peta daerah penelitian .....	5
2. Peta geologi daerah penelitian .....	7
3. Sistem panasbumi dominasi uap .....	23
4. Sistem panasbumi dominasi air panas .....	23
5. Sistem panasbumi cekungan sedimen .....	24
6. Sistem panasbumi <i>geopressure</i> .....	24
7. Sistem panabumi <i>radiogenic</i> .....	25
8. Eksplorasi batuan panas .....	25
9. Rekahan hidrilik .....	26
10. Metode poligon tertutup .....	28
11. Model bentuk bumi berbentuk ellips .....	32
12. Perbedaan nilai gayaberat di kutub dan di khatulistiwa .....	33
13. Koreksi udara bebas .....	33
14. Koreksi Bouguer .....	35
15. Pengaruh bukit dan lembah terhadap pengukuran gayaberat.....	36
16. Metode Nettleton .....	39
17. Pembagian zona anomali dengan kurva Ln vs K .....	44
18. Tampilan hasil dari robust processing.....	66
19. Tampilan setelah dilakukan crosspower .....	67
20. Tampilan setelah dilakukan static shift.....	68
21. Diagram alir penelitian.....	71
22. Perbandingan topografi antara data pengukuran lapangan dan data GGMPPlus daerah penelitian .....	73

23. Perbandingan peta <i>Complete Bouguer Anomaly</i> berdasarkan data pengukuran lapangan dan data GGMPPlus.....	73
24. Lintasan analisis spektrum peta <i>Complete Bouguer Anomaly</i> data .....	77
25. Kurva Ln A terhadap K lintasan 1 data pengukuran lapangan .....	77
26. Kurva Ln A terhadap K lintasan 2 data pengukuran lapangan .....	78
27. Kurva Ln A terhadap K lintasan 3 data pengukuran lapangan .....	78
28. Lintasan analisis spektrum peta <i>Complete Bouguer Anomaly</i> data .....	79
29. Kurva Ln A terhadap K lintasan 1 data GGMPPlus .....	80
30. Kurva Ln A terhadap K lintasan 2 data GGMPPlus .....	80
31. Kurva Ln A terhadap K lintasan 3 data GGMPPlus .....	81
32. Peta anomali regional data gayaberat lapangan .....	81
33. Peta anomali residual data gayaberat lapangan.....	82
34. Peta anomali regional data GGMPPlus .....	83
35. Peta anomali residual data GGMPPlus .....	84
36. Peta <i>First Horizontal Derivative</i> (FHD) .....	86
37. Peta <i>Second Vertical Derivative</i> (SVD).....	87
38. Mesh model 3D data gayaberat.....	88
39. Model Inversi 3D .....	88
40. Peta <i>slicing</i> analisis derivative .....	90
41. Analisis derivative dan <i>slicing</i> pemodelan 3D Lintasan 1 .....	92
42. Analisis derivative dan <i>slicing</i> pemodelan 3D Lintasan 2.....	95
43. Topografi titik pengukuran magnetotelurik .....	96
44. Inversi 2D data magnetotelurik.....	97
45. Peta geologi dengan plot garis <i>slicing</i> .....	98
46. Model penampang distribusi densitas Lintasan 1 berdasarkan model 3D gayaberat dan model 2D magnetotelurik .....	100
47. Model konseptual daerah penelitian.....	102

## DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Stratigrafi daerah penelitian .....	12
2. Penelitian terdahulu.....	16
3. Tipe sumber daya panasbumi .....	22
4. Densitas batuan .....	41
5. Operator SVD.....	47
6. Rentang frekuensi dalam aplikasi magnetotelurik .....	50
7. Nilai resistivitas material bumi .....	53
8. Alat dan bahan penelitian.....	59
9. Jadwal kegiatan tugas akhir .....	61
10. Analisis spektrum data pengukuran lapangan.....	78
11. Analisis spektrum data GGMPPlus.....	80
12. Perbandingan data pengukuran lapangan dan data GGMPPlus .....	85
13. Identifikasi patahan Lintasan 1 .....	91
14. Identifikasi patahan Lintasan 2 .....	94

## I. PENDAHULUAN

### 1.1 Latar Belakang

Secara geografis Indonesia berada pada kawasan Cincin Api Pasifik (*Pacific Ring of Fire*) dan tumbukan beberapa lempeng tektonik aktif serta garis khatulistiwa yang menjadikan Indonesia memiliki potensi cadangan energi fosil dan cadangan energi non fosil. Indonesia merupakan negara yang memiliki cadangan panasbumi dunia sekitar 40% atau setara dengan 29.000 MW total panasbumi dunia (Agustiyar et al., 2022). Indonesia menduduki posisi kedua sebagai produsen listrik panasbumi secara global setelah Amerika Serikat dengan kapasitas terpasang sekitar 2.744 mW (Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, 2025). Di Indonesia, energi panasbumi sebagian besar dimanfaatkan sebagai sumber energi pembangkit listrik. Namun demikian, masih terdapat sejumlah daerah dengan potensi panasbumi yang belum dimanfaatkan secara optimal (Patrio et al., 2024). Indonesia berkomitmen untuk melakukan transisi energi secara bertahap dari minyak dan gas bumi menuju energi terbarukan dengan tujuan meningkatkan pemanfaatan sumber energi alternatif di masa depan sebagai bentuk komitmen terhadap pelestarian lingkungan. Selain itu, pemerintah juga berencana menyusun RUPTL (Rencana Usaha Penyediaan Tenaga Listrik) pada tahun 2025-2034 akan membangun 38 ribu kilometer sirkuit (kms) (Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, 2025).

Panasbumi merupakan sumber energi alternatif yang berasal dari panas yang tersimpan di lapisan terdalam bumi. Energi ini bersifat terbarukan dan tidak akan habis sehingga berpotensi besar untuk dimanfaatkan secara berkelanjutan (*sustainable*). Selain itu, energi panasbumi termasuk energi yang bersih dan ramah lingkungan. Energi panasbumi dapat dikonversikan ke dalam bentuk energi lain yaitu bahan bakar non fosil dan energi listrik. Pemanfaatan energi panasbumi dalam sektor ketenagalistrikan telah berkembang dengan baik di Provinsi Sulawesi Utara.

Energi panasbumi bersifat *indigenous* yaitu dimanfaatkan untuk memenuhi kebutuhan energi nasional dan tidak untuk diekspor, sehingga dapat meminimalisir ketergantungan terhadap impor energi. Keberadaan energi panasbumi diharapkan mampu mendorong terwujudnya kemandirian energi nasional serta menghindarkan negara dari risiko fluktuasi harga bahan bakar fosil. Energi panasbumi juga memiliki keunggulan berupa kebutuhan lahan yang relatif kecil dan tidak tergantung pada kondisi cuaca, sehingga dapat dikelola secara optimal di wilayah yang memiliki potensi panasbumi (Wijayanti, 2023).

Sumber daya panasbumi di Indonesia tersebar sangat luas, dengan jumlah sekitar 362 lokasi panasbumi dengan potensi energi sebesar 23.6 GW (Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, 2024). Potensi panasbumi tersebut tersebar baik pada jalur vulkanik maupun non vulkanik. Salah satu wilayah dengan potensi panasbumi non vulkanik tersebar di berbagai kawasan di Pulau Sulawesi yang diperkirakan berhubungan dengan intrusi plutonik serta panas yang tersisa akibat aktivitas vulkanik yang berumur tersier. Daerah Masepe di Kabupaten Sidenreng Rappang, Sulawesi Selatan, termasuk wilayah prospek panasbumi non vulkanik ditandai dengan kemunculan manifestasi panasbumi di permukaan berupa Mata Air Panas Pajalele, Alakuang, dan Warede (Joni & Wahyuningsih, 2019).

Pada tahun 2008 telah dilaksanakan survei terpadu di wilayah panasbumi Masepe oleh Kelompok Program Penelitian Panasbumi, Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara, dan Panasbumi, yang meliputi pengamatan geologi, geokimia, dan geofisika untuk mengkaji kondisi bawah permukaan daerah prospek panasbumi. Hasil survei tersebut menunjukkan adanya struktur geologi yang menjadi indikasi terbentuknya sistem panasbumi di wilayah tersebut. Meskipun demikian, sampai saat ini belum terdapat penelitian yang mengkaji sistem panasbumi di daerah Masepe secara menyeluruh melalui integrasi dua metode geofisika.

Dalam eksplorasi energi panasbumi, metode geofisika dapat digunakan untuk mengidentifikasi komponen sistem panasbumi seperti batuan penutup (*clay cap*), reservoir, dan sumber panas (*heat source*). Pada penelitian ini metode geofisika

yang digunakan yaitu metode gayaberat dan metode magnetotelurik. Metode gayaberat termasuk metode geofisika pasif yang dimanfaatkan untuk mengidentifikasi variasi densitas batuan yang berkaitan dengan struktur geologi, seperti sesar maupun zona rekahan batuan, yang berperan penting dalam mengontrol pergerakan fluida panasbumi. Penerapan *filtering First Horizontal Derivative* (FHD) dan *Second Vertical Derivative* (SVD) pada Anomali Bouguer dapat menonjolkan anomali residual yang merepresentasikan struktur dangkal secara lebih jelas. Sedangkan metode magnetotelurik merupakan metode geofisika pasif yang menggunakan gelombang elektromagnetik untuk merekam variasi medan listrik (E) dan medan magnet (H) yang sensitif terhadap keberadaan fluida, zona alterasi, lapisan penudung (*clay cap*), ataupun reservoir panasbumi. Melalui pemodelan inversi 2D data magnetotelurik, distribusi resistivitas bawah permukaan dapat diinterpretasikan untuk memperoleh gambaran model sistem panasbumi pada wilayah penelitian. Informasi geologi juga dapat dimanfaatkan sebagai data pendukung untuk mengkonfirmasi hasil interpretasi geofisika terkait keberadaan sistem panasbumi di daerah penelitian. Dengan demikian, analisis gabungan data gayaberat dan magnetotelurik dilakukan untuk memperoleh interpretasi yang lebih komprehensif terhadap sistem panasbumi di daerah penelitian.

## 1.2 Tujuan Penelitian

Berdasarkan latar belakang permasalahan yang telah diuraikan sebelumnya, penelitian ini bertujuan sebagai berikut:

1. Membandingkan data gayaberat pengukuran lapangan dan data GGMPlus.
2. Mengidentifikasi struktur geologi bawah permukaan melalui Analisis *First Horizontal Derivative* (FHD) dan *Second Vertical Derivative* (SVD) data gayaberat.
3. Menghasilkan model 3D data gayaberat untuk identifikasi sistem panasbumi non vulkanik.
4. Menghasilkan model inversi bawah permukaan data magnetotelurik untuk identifikasi sistem panasbumi non vulkanik.
5. Menginterpretasi model sistem panasbumi non vulkanik berdasarkan data gayaberat dan data magnetotelurik.

### **1.3 Batasan Masalah**

Penelitian ini memiliki ruang lingkup yang dibatasi pada beberapa aspek tertentu agar pembahasan lebih terarah dan relevan dengan tujuan penelitian. Batasan masalah dalam penelitian ini meliputi:

1. Daerah penelitian terletak di Panasbumi Masepe, Kabupaten Sidenreng Rappang (Sidrap), Sulawesi Selatan.
2. Data penelitian yang digunakan yaitu data gayaberat pengukuran lapangan dan magnetotelurik dari Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panasbumi (PSDMBP) serta data GGMPPlus.
3. Pemodelan data gayaberat dilakukan menggunakan inversi 3D.
4. Data magnetotelurik dimodelkan menggunakan metode inversi 2D.

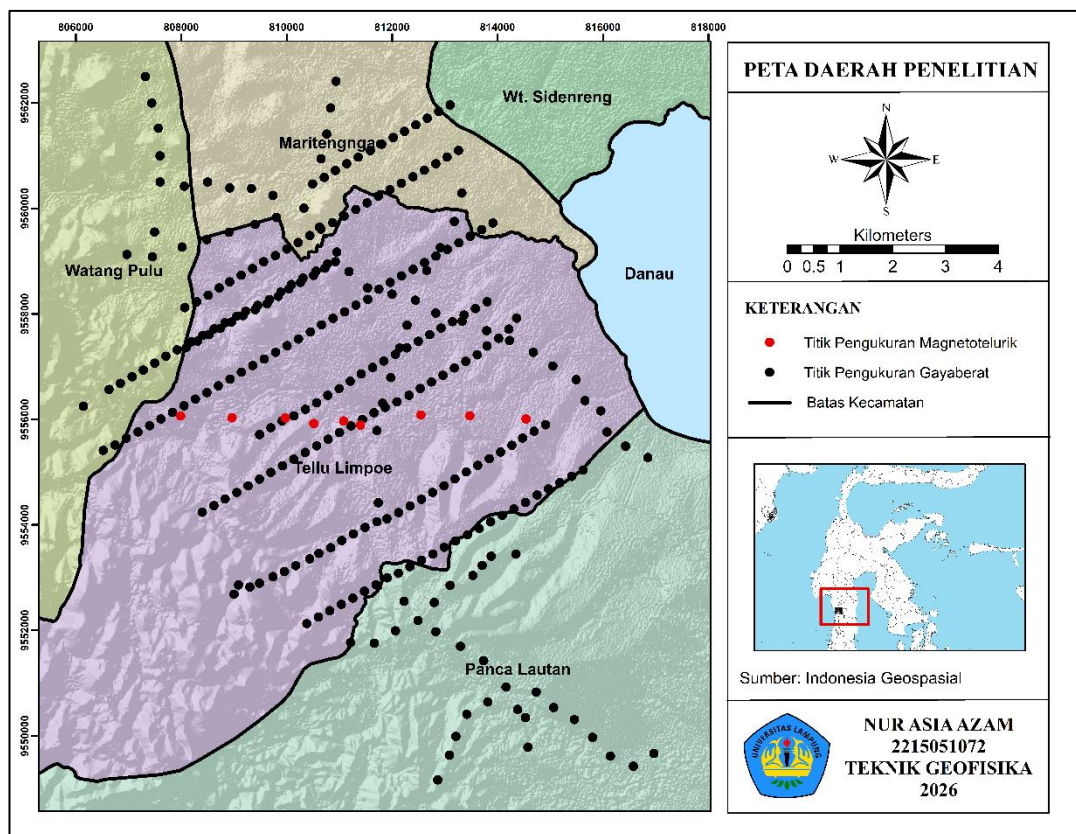
### **1.4 Manfaat Penelitian**

Hasil penelitian ini diharapkan mampu memberikan informasi terkait tahapan pengolahan hingga pemodelan data gayaberat dan data magnetotelurik, serta menjadi sumber informasi tambahan dalam mengkaji sistem panasbumi daerah penelitian berdasarkan analisis kedua metode tersebut.

## II. TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Lokasi Daerah Penelitian

Daerah penelitian terletak di kawasan Panasbumi Massepe yang terletak di Kabupaten Sidenreng Rappang, Provinsi Sulawesi Selatan. Secara geografis, wilayah penelitian berada pada koordinat 806145 – 816968 UTMX dan 9549165 – 9562498 UTMY dalam UTM (*Universal Transverse Mercator*) dan berada pada datum WGS 1984 Zona 50S. Lokasi daerah penelitian disajikan pada Gambar 1.

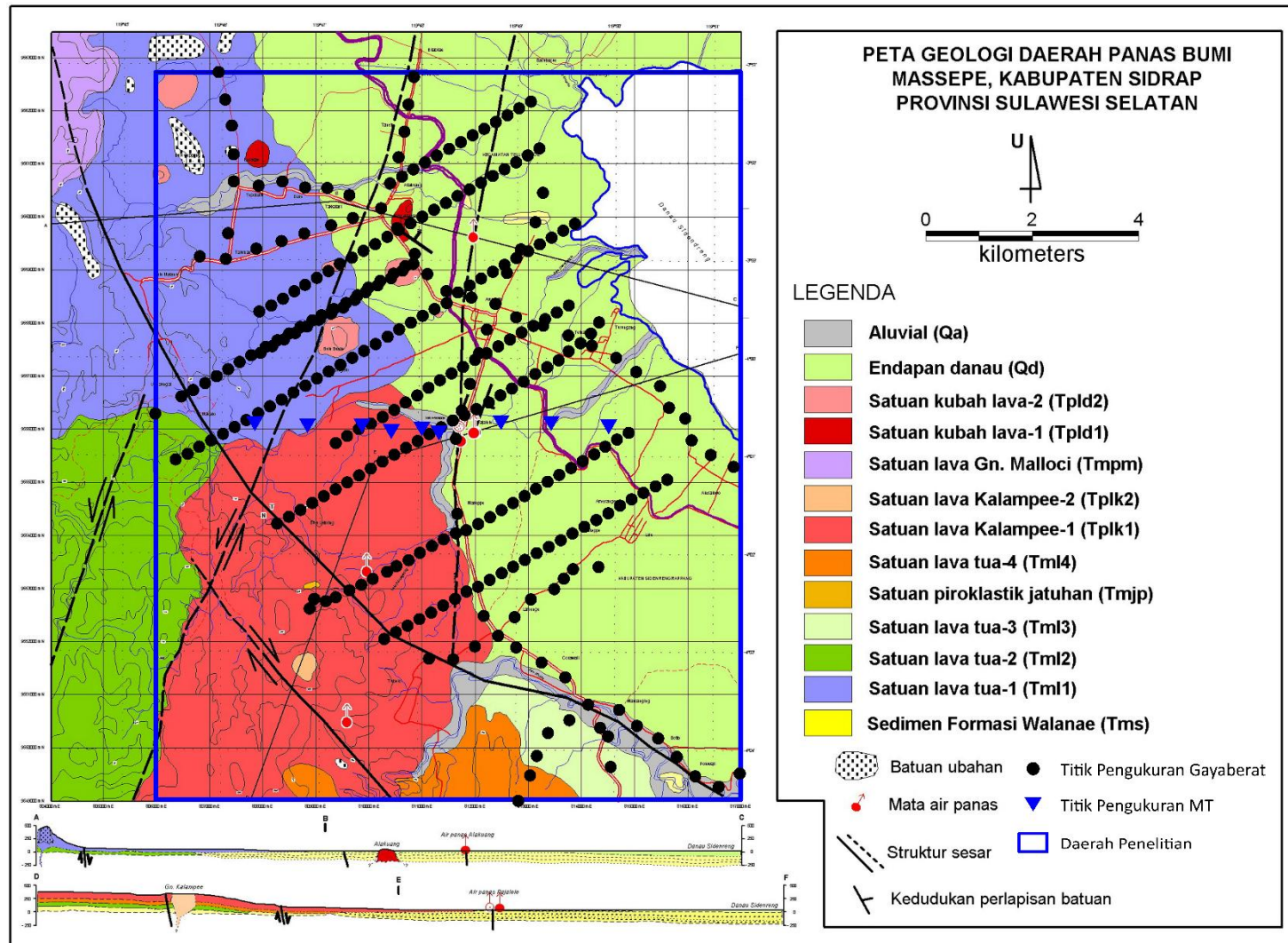


Gambar 1. Peta daerah penelitian

## 2.2 Geologi Daerah Penelitian

Berdasarkan laporan survei terpadu geologi, geokimia dan geofisika daerah panasbumi Masepe, Kabupaten Sidenreng Rappang, Sulawesi Selatan yang dilakukan oleh Didik Risdianto dan tim pada tahun 2008, sistem panasbumi di daerah Masepe diperkirakan terbentuk sebagai akibat aktivitas vulkanik yang berlangsung sejak kala miosen (tersier). Aktivitas ini menghasilkan jajaran pegunungan di bagian barat daerah penelitian serta kubah-kubah lava pada wilayah depresi Danau Sidenreng yang didominasi oleh batuan beku berkomposisi basaltik hingga andesitik. Proses pembentukannya diawali oleh aktivitas tektonik yang menyebabkan terbentuknya zona depresi (*graben*) di sekitar Danau Sidenreng dan Danau Tempe akibat Patahan Normal Walanae yang berarah barat laut–tenggara. Zona depresi tersebut kemudian terisi oleh endapan Formasi Walanae yang tersusun atas perselingan batu pasir, batu lempung, dan sisipan batugamping. Selanjutnya terjadi proses orogenesis yang mengangkat wilayah depresi tersebut menjadi daratan, sementara aktivitas vulkanik tetap berlangsung dan menghasilkan kubah-kubah lava serta batuan intrusi yang tidak muncul di permukaan. Kubah-kubah lava ini diduga merupakan produk akhir aktivitas vulkanik yang berperan sebagai sumber panas (*heat source*) dan masih menyimpan sisa energi termal dari dapur magma. Interaksi antara aktivitas vulkanik dan perkembangan struktur geologi yang berlangsung dalam kurun waktu yang panjang kemudian membentuk sistem panasbumi di daerah Masepe yang saat ini ditunjukkan oleh keberadaan beberapa manifestasi berupa mata air panas di wilayah penelitian.

Batuan Sedimen Formasi Walanae tersusun atas perselingan batu pasir, batu lempung, dan sisipan batugamping yang diinterpretasikan sebagai endapan lingkungan laut berumur tersier. Satuan endapan permukaan terdiri dari endapan danau dan endapan aluvial yang berasal dari hasil pelapukan serta rombakan batuan yang lebih tua. Endapan danau umumnya tersusun oleh material berukuran lanau hingga lempung yang tersebar di sekitar tepian dan dasar Danau Sidenreng. Endapan aluvial tersebar mengikuti jalur aliran sungai sebagai hasil transportasi yang diendapkan oleh aktivitas aluvial (Risdianto & Soetoyo, 2008).



Gambar 2. Peta geologi daerah penelitian (Tim Survei Terpadu Wilayah Massepe, 2008)

### 2.3 Stratigrafi Daerah Penelitian

Litologi daerah penelitian dikelompokkan menjadi 13 satuan batuan yang terdiri dari 1 batuan sedimen, 10 satuan batuan vulkanik dan 2 satuan endapan permukaan. Secara stratigrafi, urutan satuan batuan dari tertua hingga termuda meliputi Satuan Sedimen Formasi Walanae, Lava Tua-1, Lava Tua-2, Lava Tua-3, Piroklastik Jatuhan, Lava Tua-4, Lava Gunung Kalampee-1, Lava Gunung Kalampee-2, Lava Gunung Maloci, Kubah Lava-1, Kubah Lava-2, Endapan Danau dan Endapan Aluvial (Tim Survei Terpadu Wilayah Massepe, 2008). Susunan stratigrafi daerah penelitian secara lengkap disajikan pada Tabel 1.

#### 1. Satuan Sedimen Formasi Walanae (Tms)

Satuan Sedimen Formasi Walanae tersingkap sebagai jendela-jendela batuan yang muncul di bawah endapan danau maupun endapan aluvial. Litologi penyusunnya berupa perselingan batu pasir, batu lempung, serta sisipan batugamping. Pada bagian utara daerah penelitian, satuan ini diterobos oleh tubuh kubah lava yang ditandai dengan adanya bidang kontak berpola efek bakar (*baking effect*). Keberadaan kekar-kekar yang berkembang intensif menunjukkan bahwa satuan ini telah mengalami deformasi. Umur satuan ini diperkirakan berada pada rentang Miosen–Pliosen.

#### 2. Satuan Lava Tua-1 (Tml1)

Satuan Lava Tua-1 tersebar di wilayah timur laut daerah penelitian. Singkapan batuan pada satuan ini menunjukkan perubahan akibat proses alterasi yang kuat berupa silisifikasi dan argilik. Satuan ini juga dipengaruhi oleh aktivitas tektonik yang ditandai oleh keberadaan Patahan Walanae dan Patahan Alakuang. Litologinya berupa aliran lava basaltik–andesitik yang diduga sebagai batuan vulkanik tertua di daerah penelitian. Sebagian batuan memperlihatkan struktur lembar (*sheeting joint*), namun umumnya bertekstur masif. Umur satuan ini diperkirakan Miosen.

#### 3. Satuan Lava Tua-2 (Tml2)

Satuan ini tersusun oleh aliran lava andesitik yang diinterpretasikan memiliki umur relatif lebih tua dibandingkan Lava Tua-1. Batuan penyusunnya

menunjukkan tingkat deformasi yang cukup tinggi, ditandai oleh perkembangan kekar-kekar pada tubuh batuan. Satuan tersebut juga dipotong oleh struktur patahan berarah timur laut–barat daya yaitu Patahan Bulubaka. Berdasarkan korelasi geologi, umur satuan diperkirakan Miosen.

#### 4. Satuan Lava Tua-3 (Tml3)

Satuan Lava Tua-3 berupa aliran lava berkomposisi dasitik yang berwarna putih hingga abu-abu muda. Tekstur batuan tergolong porfiritik halus hingga sedang yang dicirikan oleh kehadiran fenokris plagioklas dan piroksen yang berada di dalam massa dasar mikrokristalin. Pusat erupsi satuan ini belum diketahui secara pasti, sedangkan umur pembentukannya diperkirakan Miosen.

#### 5. Satuan Batuan Piroklastik Jatuhan (Tmjp)

Satuan Batuan Piroklastik Jatuhan tersebar hampir di seluruh daerah penelitian, walaupun sebagian besar telah tertutupi oleh satuan batuan yang lebih muda yang menyebabkan sebagian besar batuan ini tidak tersingkap, dan hanya muncul secara terbatas sebagai jendela-jendela batuan. Berdasarkan pengamatan lapangan, litologi penyusun satuan ini berupa tuf hingga tuf lapili berwarna putih, bertekstur kompak dan secara lokal memperlihatkan struktur laminasi. Satuan ini diprediksi berasal dari produk erupsi Gunung Api Bulu Maraja yang berada sekitar 60 km di selatan daerah penelitian. Umur satuan ini diperkirakan Miosen.

#### 6. Satuan Lava Tua-4 (Tml4)

Litologi satuan ini tersusun oleh aliran lava andesitik berwarna abu-abu dengan tekstur porfiritik sedang. Batuan tersebut dicirikan oleh kehadiran fenokris piroksen dan plagioklas yang tertanam dalam matriks mikrokristalin dan gelas vulkanik. Pada beberapa lokasi dijumpai batuan yang telah mengalami deformasi yang ditunjukkan oleh adanya kekar gerus serta memperlihatkan tingkat pelapukan yang relatif tinggi. Berdasarkan hubungan stratigrafi, umur batuan ini diperkirakan berada pada Kala Miosen.

#### 7. Satuan Aliran Lava Kalampee-1 (Tpk1)

Satuan ini tersusun oleh aliran lava andesitik yang dicirikan oleh warna abu-abu kehijauan dan tekstur porfiritik halus hingga sedang. Fenokris utama berupa plagioklas dan piroksen berbentuk euhedral hingga subhedral. Hasil analisis *Portable Infrared Mineral Analyzer* (PIMA) menunjukkan bahwa zona alterasi pada satuan ini didominasi oleh mineral lempung halloysite dan montmorillonit. Alterasi tersebut termasuk zona ubahan fosil karena tidak berkaitan dengan manifestasi panas bumi aktif saat ini. Satuan ini diinterpretasikan sebagai hasil erupsi efusif Gunung Kalampee dan diperkirakan berumur Pliosen.

#### 8. Satuan Lava Kalampee-2 (Tpk2)

Satuan Lava Kalampee-2 diduga menutupi satuan Lava Kalampee-1 secara selaras, serta diperkirakan hasil dari produk akhir aktivitas Gunung Kalampee. Berdasarkan pengamatan lapangan, batuan ini berupa lava andesitik yang masih segar. Secara megaskopis, batuan ini dicirikan oleh warna abu-abu tua sampai abu-abu kehijauan yang disertai dengan struktur berlapis (*sheeting joint*), dan pada beberapa lokasi dijumpai kekar kolom (*columnar joint*). Tekstur batuan porfiritik dengan fenokris plagioklas dan piroksen yang tertanam dalam matriks mikrokristalin serta gelas vulkanik. Umur satuan diperkirakan Pliosen.

#### 9. Satuan Lava Trakhitik Gn Malocci (Tpm)

Satuan ini secara megaskopis terdiri atas lava andesitik berwarna abu-abu hingga kehijauan dengan tekstur trakhitik. Ciri khasnya adalah adanya fenokris feldspar berbentuk euhedral berukuran hingga 2 cm yang menunjukkan orientasi sejajar. Tekstur batuan trakhitik–porfiritik dengan fenokris plagioklas, kalium feldspar, piroksen, dan hornblende yang tertanam dalam massa dasar mikrokristalin dan gelas vulkanik. Satuan ini diperkirakan merupakan produk erupsi efusif Gunung Malocci di bagian barat laut daerah penelitian dan berumur Miosen–Pliosen.

#### 10. Satuan Kubah Lava-1 (Tpd1)

Satuan Kubah Lava-1 membentuk tubuh-tubuh bukit terisolasi yang menerobos

batuan sedimen dan batuan vulkanik yang lebih tua. Bukit-bukit tersebut umumnya memiliki relief antara 50–100 m dengan diameter mencapai sekitar 500 m. Litologi penyusun satuan ini berupa lava dasitik berwarna putih sampai abu-abu muda dengan tekstur porfiritik. Fenokris batuan terdiri atas plagioklas, piroksen, biotit, dan hornblende yang tertanam dalam massa dasar mikrokristalin dan gelas vulkanik. Kontak antara satuan ini dan batuan sedimen ditandai oleh efek bakar berwarna coklat tua yang terbentuk akibat proses oksidasi intensif. Struktur utama yang umum dijumpai pada satuan ini berupa *columnar joint* yang berkembang hampir di seluruh tubuh batuan. Satuan ini diperkirakan terbentuk sebagai kubah lava hasil erupsi efusif, yang didukung oleh tidak ditemukannya endapan piroklastik di sekitarnya. Berdasarkan hubungan relatif dengan satuan lain, umur satuan diperkirakan Pliosen.

#### 11. Satuan Kubah Lava-2 (Tpld2)

Satuan ini membentuk perbukitan terpisah yang menembus batuan sedimen serta batuan vulkanik yang berumur lebih tua. Morfologi kubah memiliki tinggi sekitar 30–110 m dengan bentuk serupa seperti kerucut dengan diameter paling besar sekitar 700 m. Litologinya berupa batuan beku andesitik dengan struktur *sheeting joint* dan sedikit *columnar joint*. Tekstur batuan porfiritik dengan fenokris plagioklas dan piroksen yang tertanam dalam massa dasar mikrokristalin berupa mineral opak dan gelas vulkanik. Berdasarkan hasil penentuan umur menggunakan metode jejak belah (*fission track*), satuan ini diperkirakan berumur sekitar  $1.8 \pm 0.6$  juta tahun atau setara Pliosen–Plistosen.

#### 12. Satuan Endapan Danau (Qd)

Satuan ini menempati sekitar 40% wilayah penelitian dan berkembang pada morfologi dataran luas. Endapan ini dijumpai baik di daratan maupun pada dasar Danau Sidenreng yang masih berupa perairan. Berdasarkan posisi stratigrafi dan sejarah tektoniknya, satuan ini terbentuk sebagai hasil proses setelah terjadinya depresi yang dipicu oleh aktivitas Patahan Turun Walanae di bagian barat daerah penelitian. Proses pengendapan diperkirakan telah berlangsung sejak Pliosen hingga masa kini (Holosen).

### 13. Satuan Aluvial (Qa)

Satuan Aluvial merupakan endapan sekunder yang berasal dari hasil rombakan batuan yang telah ada sebelumnya. Material penyusunnya terdiri atas lempung, pasir, bongkah lava, dan konglomerat yang bersifat lepas dengan tingkat kebundaran mulai dari membundar hingga membundar tanggung. Endapan ini umumnya dijumpai di sepanjang pinggir sungai dan dasar sungai. Berdasarkan umur geologi, satuan ini termasuk endapan Kuartar hingga Holosen.

Tabel 1. Stratigrafi daerah penelitian

LITOLOGI UMUR		BATUAN SEDIMEN	BATUAN VULKANIK		ENDAPAN PERMUKAAN
			LAVA	PIROKLASTIK	
KUARTER	HOLOSEN				Qd, Qa
	PLISTOSEN				
TERSIER	PLIOSEN	Tms	Tpld2, Tplk2, Tplk1	Tpld1, Tmpm	
	MIOSEN		Tml4, Tml1	Tml3, Tml2, Tmjp	
	OLIGOSEN				
	EOSEN				
	PALEOSEN				

## 2.4 Struktur Geologi Daerah Penelitian

Hasil pengamatan lapangan, interpretasi peta DEM (*Digital Elevation Mode*) dan peta topografi, serta pengamatan manifestasi permukaan berupa mata air panas, kelurusan lembah dan punggung, kekar, bidang patahan, dan zona hancuran batuan, maka di daerah penelitian teridentifikasi adanya lima struktur patahan (Tim Survei Terpadu, 2008).

### 1. Patahan Walanae

Struktur patahan Walanae berorientasi relatif barat laut–tenggara dan tergolong sebagai patahan regional karena memanjang dari wilayah Watan Soppeng di bagian tenggara hingga Pangkajene. Keberadaan patahan di lapangan ditandai oleh kelurusan tekuk lereng yang memanjang, adanya kekar-kekar dan batuan yang mengalami hancuran pada zona pegunungan di sisi barat daerah penelitian. Patahan ini termasuk jenis patahan normal, dengan blok turun berada di sisi timur laut dan blok naik di sisi barat daya. Pembentukan patahan diperkirakan dipengaruhi oleh gaya tarik (*extension*) berarah timur laut–barat daya yang terjadi akibat aktivitas dua patahan geser. Struktur ini memotong batuan sedimen Formasi Walanae, Satuan Lava Kalampee, dan Satuan Lava Tua-1 yang berumur Miosen–Pliosen.

### 2. Patahan Kalampee

Struktur patahan ini memiliki arah yang relatif sejalan dengan Patahan Walanae, yaitu berorientasi barat laut–tenggara, serta termasuk ke dalam jenis patahan geser manganan (*dextral*). Keberadaan patahan di lapangan ditunjukkan oleh adanya zona hancuran pada lereng tenggara Gunung Kalampee yang dicirikan oleh kekar-kekar tektonik dan gores garis yang membentuk patahan mikro. Pola kelurusan lembah Sungai Kalampee juga menjadi indikasi pendukung keberadaan struktur patahan tersebut. Patahan Kalampee memotong satuan lava Gunung Kalampee yang berumur Pliosen.

### 3. Patahan Bulu Baka

Patahan Bulu Baka terletak di barat daya daerah penelitian dan berkembang dengan orientasi berarah timur laut–barat daya. Patahan Bulu Baka merupakan patahan geser mengiri (*sinistral*), blok pada sisi barat laut bergerak relatif ke arah barat daya dibandingkan blok lainnya. Indikasi keberadaan patahan di lapangan meliputi zona hancuran batuan yang disertai keberadaan kekar, serta pola kelurusan pada lembah sungai, dan pegunungan. Patahan ini diperkirakan membentuk pasangan patahan geser dengan Patahan Gunung Kalampee yang dianggap sebagai pola struktur tua hasil aktivitas tektonik awal di wilayah tersebut. Pergerakan patahan memotong satuan lava tua-2 yang berumur Miosen.

#### 4. Patahan Alakuang

Patahan Alakuang memiliki arah relatif utara–selatan dan berada di tengah daerah penelitian. Struktur ini diprediksi merupakan patahan turun dengan blok bagian timur mengalami penurunan relatif terhadap blok di sisi barat. Ciri keberadaan patahan di permukaan ditunjukkan oleh zona hancuran, kekar-kekar gerus, serta patahan-patahan mikro yang ditemukan di sepanjang Sungai Pajalele. Selain itu, keberadaan struktur ini juga didukung oleh kelurusan lembah sungai di sisi barat lereng Gunung Kalampee. Aktivitas patahan melibatkan satuan lava tua-1, lava Gunung Kalampee, serta batuan sedimen yang berumur Miosen–Pliosen.

#### 5. Patahan Masepe

Patahan Masepe memiliki orientasi relatif utara–selatan dan berada di bagian tengah daerah penelitian. Struktur patahan ini di permukaan terutama ditandai oleh manifestasi panas bumi yaitu Mata Air Panas Pajalele (APPL) dan Mata Air Panas Alakuang (APPA). Selain itu, indikasi lainnya berupa zona hancuran di sekitar daerah Mata Air Panas Pajalele yang tersusun atas bongkahan batuan sedimen gamping. Patahan ini diperkirakan berperan dalam mempengaruhi kemunculan Mata Air Panas Pajalele yang berlokasi di bagian tengah wilayah penelitian serta Mata Air Panas Alakuang yang berada di sisi utara daerah penelitian. Pergerakan patahan tersebut melibatkan Satuan Lava Gunung Kalampee dan batuan sedimen.

### **2.5 Manifestasi Daerah Penelitian**

Daerah Panasbumi Masepe, Sulawesi Selatan ini ditandai dengan munculnya manifestasi di permukaan seperti mata air panas, bualan gas, dan batuan ubahan atau alterasi. Manifestasi ini dipengaruhi oleh patahan normal berarah barat laut–tenggara dan utara–selatan. Berdasarkan laporan survei (2008), mata air panas muncul di Desa Pajalele, Alakuang, Tolere, dan Warede. Sedangkan bualan gas hanya muncul di Desa Pajalele. Batuan alterasi atau batuan ubahan juga ditemukan di sekitar lereng selatan Gunung Kalampee, serta di bagian barat dan barat laut sekitar lereng Gunung Malocci.

## 1. Mata Air Panas

### 1) Mata Air Panas Pajalele-1

Mata air panas ini muncul pada area batuan sedimen Formasi Walanae. Temperatur air panas ini 40.1 – 41.8°C, dengan pH = 7.4 serta tidak ditemukan sinter disekeliling manifestasi.

### 2) Mata Air Panas Pajalele-2

Mata air panas ini berupa sumur air kecil dengan temperatur 58.8 – 59.3°C dan pH = 6.90. Ditemukannya endapan travertin tipis di sepanjang dinding sumur. Kemunculan mata air panas ini diindikasikan dikontrol oleh patahan Masepe.

### 3) Mata Air Panas Pajalele-3

Kemunculan mata air panas ini berada di area bekas pengeboran air tanah dalam bentuk kelompok rembesan. Mata air panas ini muncul di satuan batuan sedimen Formasi Walanae. Karakteristik mata air panas ini yaitu memiliki pH = 7.20 dan temperatur 67.3 – 68.0°C. Kemunculan mata air panas ini juga diindikasikan dikontrol oleh patahan Masepe.

### 4) Mata Air Panas Tolore

Temperatur mata air panas Tolore yaitu 29°C dan pH = 6.85. Kemunculan mata air panas ini melalui rekahan pada satuan lava Gunung Kalampee.

### 5) Mata Air Panas Warede

Mata air panas Warede muncul dari rekahan batuan pada satuan lava Gunung Kalampee dengan temperatur 31.6°C dan pH = 6.76.

### 6) Mata Air Panas Alakuang

Kemunculan mata air panas Alakuang berada di satuan batuan endapan danau. Mata air panas ini mempunyai temperatur 45.3 °C dan pH = 7.10.

## 2. Bualan Gas

Fenomena ini muncul dari rekahan-rekahan batuan yang terdapat di batuan sedimen Formasi Walanae. Gas yang keluar tergolong sangat intensif dan berlangsung secara terus menerus (kontinu) yang memiliki kandungan gas H<sub>2</sub>S dan CO<sub>2</sub> yang cukup menyengat di sekitar manifestasi.

### 3. Batuan Ubahan

Aktivitas hidrotermal di daerah penelitian ini memicu terbentuknya batuan ubahan (alterasi) yang tersebar di beberapa titik. Terdapat dua tipe alterasi, yaitu silisifikasi dan argilitisasi. Silisifikasi memiliki ciri sangat intensif di bagian barat dengan tingkat ubahan sedang sampai sangat kuat, sehingga tekstur batuan asal hampir tidak terlihat, namun diprediksi berasal dari batuan beku yang berkomposisi andesitik. Sementara itu, argilitisasi lebih dominan di wilayah barat laut dengan tingkat ubahan yang juga sedang hingga sangat kuat. Pada kedua jenis ubahan ini, tekstur asli batuan sudah sulit dikenali, bahkan di beberapa lokasi terlihat bekas manifestasi solfatara dengan endapan belerang. Hasil analisis menggunakan PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*) menunjukkan bahwa mineral lempung pada zona argilik didominasi oleh nontronit, halloysit, dan montmorilonit. Zona-zona alterasi ini bersifat fosil karena tidak lagi menunjukkan aktivitas hidrotermal yang aktif (Widodo & Zarkasy, 2008).

### 2.6 Penelitian Terdahulu

Kajian penelitian terdahulu yang berkaitan dengan topik penelitian ini disajikan pada Tabel 2 sebagai dasar untuk memahami metode, pendekatan, dan hasil penelitian sebelumnya sekaligus untuk mengidentifikasi persamaan dan perbedaan dengan penelitian yang akan dilaksanakan.

Tabel 2. Penelitian terdahulu

Penulis dan Tahun	Judul Penelitian	Hasil Penelitian
Sri Widodo dan Ahmad Zarkasy (2014)	Anomali Prospek Panasbumi Daerah Masepe Kabupaten Sidendeng Rappang, Sulawesi Selatan Berdasarkan	Hasil penelitian menunjukkan bahwa daerah panasbumi Masepe di Kabupaten Sidenreng Rappang memiliki manifestasi panasbumi berupa beberapa mata air panas dengan temperatur 29 – 68 °C yang dikontrol oleh struktur patahan. Sistem panasbumi didukung oleh sumber panas berupa intrusi

<b>Penulis dan Tahun</b>	<b>Judul Penelitian</b>	<b>Hasil Penelitian</b>
	Survei Geolistrik dan <i>Head On</i>	dangkal yang berasosiasi dengan kubah lava. Analisis geolistrik mengidentifikasi tiga zona tahanan jenis, dengan zona prospek panasbumi seluas $\pm 10$ km <sup>2</sup> yang berkembang dari Daerah Pajalele hingga Alakuang. Puncak reservoir diperkirakan berada pada kedalaman sekitar 800 – 1100 m di bawah permukaan tanah.
Eny Azkiah (2015)	Studi Mineral Alterasi Hidrotermal Daerah Masepe Kecamatan Tellu Limpoe Kabupaten Sidenreng Rappang Provinsi Sulawesi Selatan	Hasil penelitian menunjukkan bahwa tekstur alterasi yang berkembang di daerah Masepe didominasi oleh tekstur pengisian dan <i>vuggy</i> dengan kendali struktur berupa <i>vein</i> dan <i>zoning</i> . Tipe alterasi yang teridentifikasi meliputi alterasi biotit–epidot–serisit, alterasi lempung, alterasi klorit–kuarsa, serta alterasi kuarsa–opal–tridimit, yang ditunjukkan oleh keberadaan mineral-mineral seperti kuarsa, epidot, serisit, klorit, mineral lempung, feldspar, mineral karbonat, serta mineral aksesoris seperti hematit, ilmenit, rutil, wolastonit, apatit, dan anhidrit.
Wiwid Joni dan Rina Wahyuningsih (2019)	Pemodelan Inversi 2D dan 3D Menggunakan	Penelitian ini menunjukkan hasil deliniasi area prospek panasbumi disekitar mata air panas pajalele

Penulis dan Tahun	Judul Penelitian	Hasil Penelitian
	Data Magnetotelurik Daerah Panasbumi Massepe Kabupaten Sidendreg Rappang, Provinsi Sulawesi Selatan	seluas 8 km <sup>2</sup> . Zona <i>upflow</i> panasbumi Massepe ditunjukkan dengan anomali tahanan jenis rendah yaitu <20 Ohm-m di kedalaman 250 m yang meningkat secara bertahap pada kedalaman 700–800 m. Zona transisi nilai tahanan jenis tersebut diinterpretasikan sebagai puncak reservoir panasbumi yang berada pada kedalaman 800 m. Pola anomali tahanan jenis yang teridentifikasi selaras dengan kondisi struktur geologi setempat, terutama keberadaan patahan Massepe yang berarah relatif utara-selatan sebagai pengontrol sistem aliran fluida dan kemunculan manifestasi di Pajalele dan Alakuang.
M. Fauzi Arifin (2023)	<i>Gechemical Analysis of hot springs in Massepe, Tellu Limpoe Sidendreg Rappang Regency, South Sulawesi Province, Indonesia</i>	Panasbumi Massepe, Kabupaten Sidendreg Rappang, tersusun atas batuan ignimbrit Formasi Pare–Pare dan basalt Formasi Sopeng Vulkanik, dengan struktur utama berupa Patahan Massepe bertipe geser mendatar. Manifestasi yang muncul di permukaan daerah penelitian berupa tiga mata air panas bertipe klorida. Estimasi temperatur bawah permukaan

Penulis dan Tahun	Judul Penelitian	Hasil Penelitian
		menggunakan geotermometer Na–K menunjukkan suhu 162–168 °C, sedangkan geotermometer Na–K–Mg mengindikasikan fluida berada dalam kondisi setimbang sebagian.
Bima Habib Nugaha (2023)	Identifikasi Daerah Prospek Reservoir Panasbumi Maritaing Berdasarkan Analisis Data Metode Gayaberat dan Magnetotelurik	Integrasi metode gayaberat dan magnetotelurik di daerah Panasbumi Maritaing mengidentifikasi struktur patahan utama berarah barat laut–tenggara yang mengontrol sistem panasbumi. Hasil inversi gayaberat 3D menunjukkan zona densitas rendah (1.8–2.3 g/cc) sebagai indikasi reservoir, sedangkan densitas sedang merepresentasikan sedimen dan densitas tinggi batuan beku. Inversi magnetotelurik 2D mengidentifikasi <i>caprock</i> (8–18 ohm-m), reservoir (21–112 ohm-m), dan sumber panas (>112 ohm-m). Zona prospek reservoir berada di sekitar Mata Air Panas Kura dan Kubah Lava Dasit Karitemang.
Fikri Rahmansyah, Michael Gavatt, dan John O’Sullivan (2024)	<i>A 3D Geological Model and Natural State Simulation of the Massepe Geothermal Field in South Sulawesi, Indonesia</i>	Penelitian ini menunjukkan bahwa sistem panasbumi Massepe dikontrol oleh Patahan Massepe Utara–Selatan sebagai jalur utama aliran fluida panasbumi. Integrasi pemodelan geologi 3D, data magnetotelurik, dan pemodelan

Penulis dan Tahun	Judul Penelitian	Hasil Penelitian
		reservoir numerik berhasil mengidentifikasi zona alterasi, distribusi suhu, serta pola aliran fluida, yang mengindikasikan potensi panasbumi yang signifikan dan dikontrol oleh struktur geologi.
Fikri Rahmansyah, Michael Gavatt, Jon O’Sullivan dan Ken Dekkers (2025)	<i>Quantifying Geothermal energy potential: Numerical Reservoir Modeling of the Masepe Geothermal Field in South Sulawesi, Indonesia</i>	Hasil penelitian menunjukkan bahwa sistem panasbumi Masepe dikontrol oleh struktur geologi utama, khususnya Patahan Masepe berarah Utara–Selatan yang berperan sebagai jalur utama aliran fluida panasbumi. Integrasi model geologi tiga dimensi, data magnetotelurik, dan data manifestasi permukaan berhasil mengidentifikasi zona alterasi, distribusi suhu, serta pola aliran fluida. Pemodelan numerik mengindikasikan adanya aliran naik panasbumi yang kuat di sepanjang patahan tersebut, dengan migrasi lateral fluida yang dibatasi oleh struktur geologi di sekitarnya. Estimasi potensi daya listrik menunjukkan kisaran nilai P90, P50, hingga P10 untuk periode produksi selama 25 tahun.

### III. TEORI DASAR

#### 3.1 Sistem Panasbumi

Energi geothermal atau panasbumi merupakan energi yang berasal dari dalam bumi yang tersusun atas air panas, uap panas, batuan bersama mineral ikutan, dan gas-gas lainnya yang saling berasosiasi dalam suatu sistem panasbumi. Energi panasbumi bersifat ramah lingkungan, terbarukan, dan energi berkelanjutan. Berdasarkan lingkungan geologi, sistem panasbumi di Indonesia dibedakan menjadi 3 (Kasbani, 2009):

##### 1. Sistem panasbumi vulkanik

Sistem ini berkaitan dengan gunung api berumur kuartar yang membentang dari Sumatera, Jawa, Bali, Nusa Tenggara, sebagian Maluku dan Sulawesi Utara. Sistem panasbumi ini tersusun atas batuan vulkanik berkomposisi menengah (andesitik-basaltik) hingga asam. Temperatur reservoir jenis ini sangat tinggi ( $250 - \leq 370$  °C). Biasanya terdapat disekitar pertemuan antara lempeng benua dan lempeng samudra. Daerah vulkanik aktif biasanya tersusun oleh batuan berumur relatif muda dengan temperatur yang sangat tinggi serta kandungan gas magmatik yang besar. Sedangkan daerah vulkanik yang tidak aktif umumnya tersusun oleh batuan berumur relatif lebih tua dan telah mengalami aktivitas tektonik yang cukup intens. Sistem vulkanik ini dikelompokkan lagi menjadi 3 jenis yaitu sistem gunung api strato yang dicirikan oleh satu tubuh gunung api utama, sistem kompleks yang terdiri atas beberapa tubuh gunung api serta sistem kaldera sebagai bentuk runtuh vulkanik.

##### 2. Sistem panasbumi vulkano tektonik

Sistem panasbumi vulkanik tektonik adalah sistem yang berasosiasi antara struktur gaben dan kerucut vulkanik. Sistem panasbumi ini umumnya ditemukan di daerah sumatera pada jalur sistem patahan Sumatera (patahan semangko).

### 3. Sistem panasbumi non vulkanik

Sistem panasbumi non vulkanik berhubungan dengan vulkanisme berumur tersier, *geopressure*, sedimen, *hot dry rock* dan *radiogenic*. Sistem panasbumi non vulkanik mempunyai temperatur reservoir rendah hingga sedang ( $\leq 200$  °C) dalam kedalaman yang bervariasi. Sistem panasbumi jenis ini tersebar di Indonesia bagian barat umumnya tersebar di bagian timur paparan sunda (*Sunland*) yang didominasi oleh batuan metamorf dan batuan sedimen. Sedangkan Indonesia bagian timur berada di daerah lengan dan Kaki Sulawesi, Kepulauan Maluku hingga Papua, serta di perbatasan Kalimantan Timur dengan Sabah (Malaysia) yang didominasi oleh batuan granitik, metamorf dan sedimen laut.

Berdasarkan tipe sumber daya panasbumi dan karakteristik sistemnya dibagi menjadi 3 yaitu sumber daya hidrotermal konvektif, sumber daya hidrotermal lainnya, dan sumber daya batuan panas (Lund, 2007) yang disajikan pada Tabel 3.

Tabel 3. Tipe sumber daya panasbumi (Lund, 2007)

<b>Tipe Sumber</b>	<b>Temperature (°C)</b>
<b>Sumber Daya Hidrotermal Konvektif</b>	
Dominasi Uap	240
Dominasi Air Panas	20- $\geq$ 350
<b>Sumber Daya Hidrotermal Lainnya</b>	
Cekungan Sedimen	20- $\geq$ 150
<i>Geopressure</i>	90- $\geq$ 200
<i>Radiogenic</i>	30- $\geq$ 150
<b>Sumber Daya Batuan Panas</b>	
Batuan beku ( <i>hot dry rock</i> )	90- $\geq$ 650
Sebagian masih cair (magma)	>600

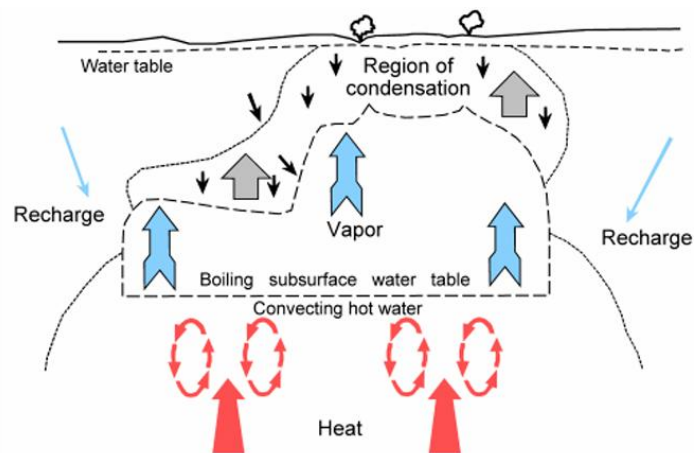
#### 1. Sumber Daya Hidrotermal Konvektif (*Convective Hydrothermal Resources*)

Sistem panasbumi ini panasnya dibawa oleh pergerakan air panas atau uap secara alami. Karakteristik dari sistem ini fluida panasbumi bersirkulasi melalui rekahan

batuan dan perpindahan panasnya karena konveksi. Sumber daya jenis ini dibagi menjadi 2 yaitu sistem yang didominasi uap dan sistem yang didominasi air.

1) Sistem yang didominasi uap (*Vapor Dominated*)

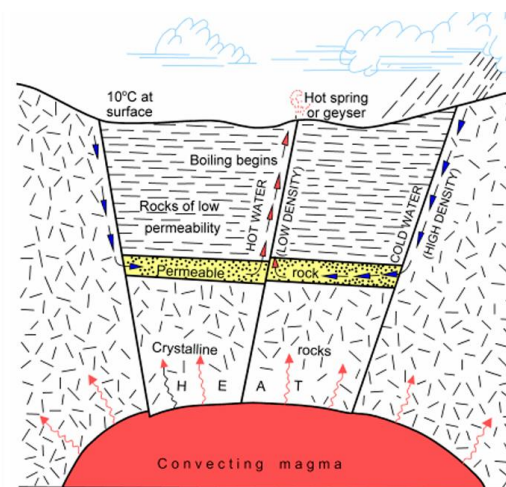
Sistem ini fluida panasbumi lebih banyak berupa uap dibandingkan air. Air hujan masuk ke bawah tanah (*recharge*), kemudian air dipanaskan oleh panas di dalam bumi dan terjadi pendidihan sehingga menghasilkan uap, selanjutnya uap naik ke atas karena lebih ringan. Contoh sistem dominasi uap yaitu *geyser* di California Utara, Larderello di Italia, dan Watsuka di Jepang.



Gambar 3. Sistem panasbumi dominasi uap (White et al., 1971)

2) Sistem yang didominasi air panas (*Hot-Water Dominated*)

Fluida panasbumi pada sistem ini didominasi air panas. Sistem ini dicirikan dengan munculnya manifestasi di permukaan seperti mata air panas, geyser, fumarol, dan batuan alterasi.



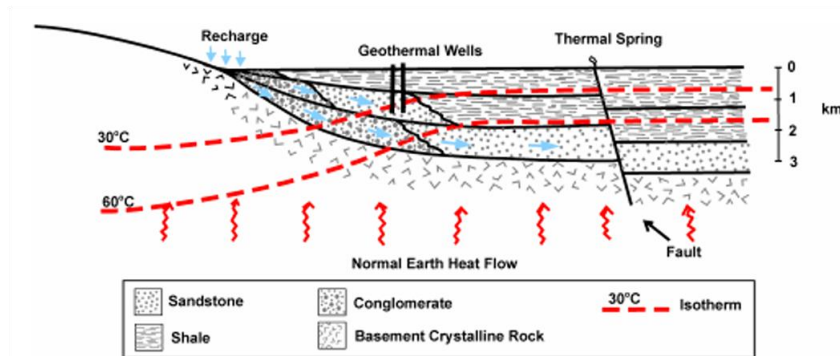
Gambar 4. Sistem panasbumi dominasi air panas (White et al., 1971)

## 2. Sumber Daya Hidrotermal Lainnya (*Other Hydrothermal Resource*)

Sistem panasbumi jenis ini panas utamanya bukan dari sirkulasi konveksi besar akibat magma aktif, tetapi sumber panasnya bisa dari kedalaman batuan, tekanan tinggi, unsur radioaktif, dan panas yang tersimpan di cekungan sedimen. Sistem ini memiliki temperatur yang rendah. Karakteristik lainnya sistem panasbumi ini tidak selalu dekat gunung api dan sering tersebar luas. Sistem jenis ini dibagi menjadi 3 yaitu cekungan sedimen, *geopressure*, dan *radiogenic*.

### 1) Cekungan sedimen (*Sedimentary Basins*)

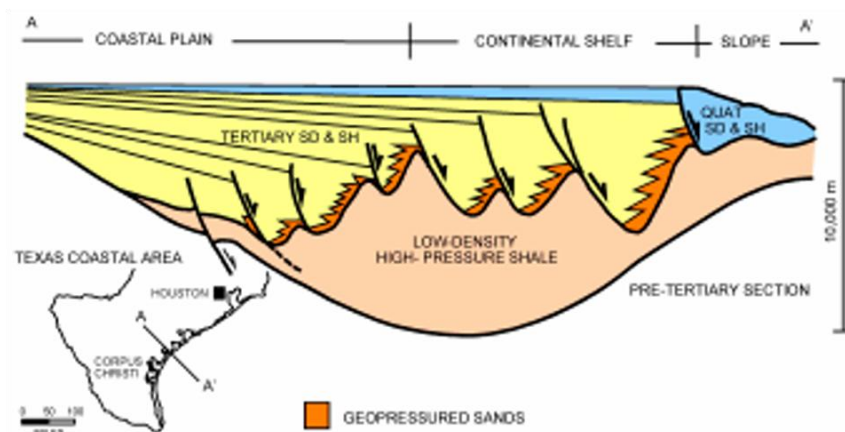
Daerah ini tersusun oleh lapisan batuan sedimen tebal yang mampu menyimpan panas dan biasanya sistem ini tidak berada di dekat gunung api. Manifestasi yang muncul biasanya mata air panas.



Gambar 5. Sistem panasbumi cekungan sedimen (Anderson & Lund, 1979)

### 2) *Geopressure*

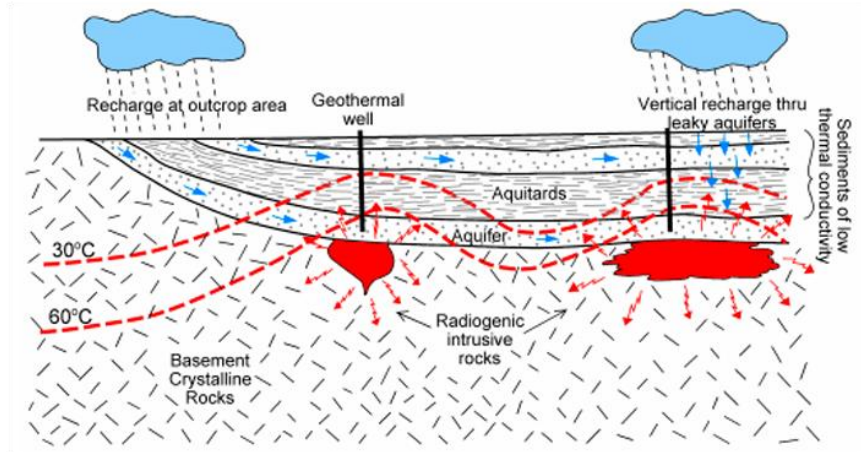
Sistem panasbumi ini memiliki temperatur tinggi dan tekanan fluida yang sangat tinggi, serta sering mengandung gas metana. Air terjebak di batuan sedimen yang permeable. Fluida tidak bisa keluar karena tertutup batuan impermeable.



Gambar 6. Sistem panasbumi *geopressure* (Bebout et al., 1978)

### 3) Radiogenic

Sistem panas bumi yang sumber panasnya berasal dari peluruhan unsur radioaktif alami di dalam batuan.

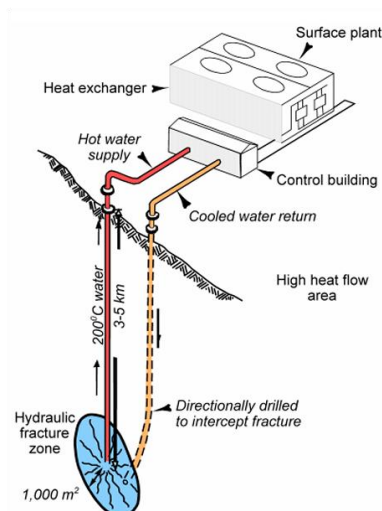


Gambar 7. Sistem panabumi *radiogenic* (Anderson & Lund, 1979)

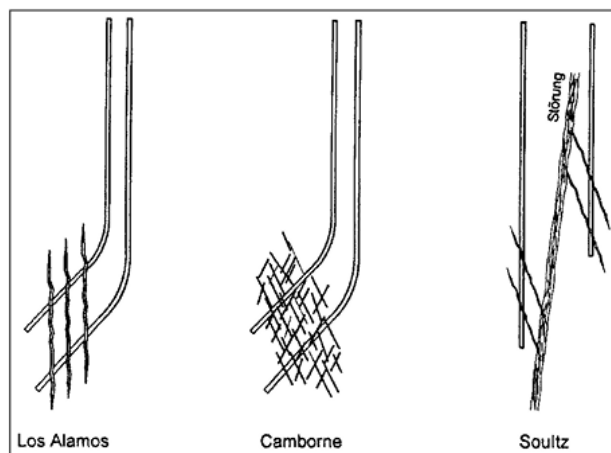
### 3. Sumber Daya Batuan Panas

#### 1) Sumber daya batuan beku panas

Sistem ini memiliki panas yang tersimpan pada batuan dalam sampai 10 km dari permukaan bumi dan belum memiliki jalur alami bagi air dan uap untuk bergerak. Adapun ciri dari sistem ini yaitu memiliki sedikit air dan permeabilitas yang sangat rendah atau bahkan tidak ada. Sehingga untuk mengekstraksi panasnya dibuat rekahan buatan pada batuan menggunakan tekanan hidrolis. Kemudian air dingin diinjeksikan melalui satu sumur untuk menyerap panas dari batuan, lalu diproduksi kembali melalui sumur lain dalam sistem tertutup.



Gambar 8. Eksplorasi batuan panas (Lund, 2007)



Gambar 9. Rekahan hidrilik (Tenzer, 2001)

## 2) Sumber daya batuan cair/magma

Sistem panasbumi ini dilakukan dengan mencoba mengekstraksi energi panas secara langsung dari magma yaitu batuan cair yang memiliki suhu sangat tinggi di dalam bumi. Contoh pemanfaat sumberdaya ini yaitu di Pulau Heimaey (Kepulauan Westman). Air laut mengalir ke area lava dan sampai mendidih akibat kontak dengan batuan panas tersebut.

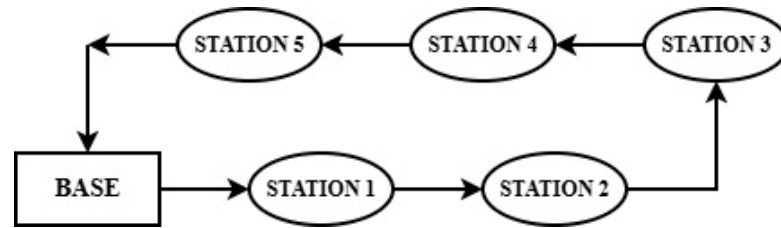
Apabila terdapat rekahan atau jalur yang memungkinkan fluida bergerak menuju permukaan, maka sebagian fluida akan keluar dan muncul sebagai manifestasi panasbumi di permukaan. Adapun macam-macam manifestasi di permukaan yaitu mata air panas (*hot spring*), fumarol dan solfatara, geysir, uap tanah (*streaming ground*), lumpur panas, kawah (*crater*), dan batuan alterasi. Mata air panas terbentuk ketika air tanah meresap ke dalam bumi dan mengalami pemanasan akibat bersentuhan dengan magma, kemudian naik ke permukaan melalui rekahan-rekahan batuan. Fumarol merupakan tempat dikeluarkannya gas-gas dari gunung api. Solfatara adalah fumarol yang mengeluarkan gas belerang (sulfur). Geysir merupakan air tanah yang menyembur keluar ke permukaan dalam bentuk air panas disertai uap. Uap tanah didefinisikan sebagai keluarnya uap panas ke permukaan tanah yang diperkirakan bersumber dari lapisan bawah permukaan yang mengandung air panas bersuhu mendekati titik didih (*boiling point*) sehingga terjadi proses penguapan hingga ke permukaan. Sedangkan lumpur panas merupakan manifestasi panasbumi di permukaan yang ditandai oleh keberadaan uap panas

dalam jumlah terbatas dan gas CO<sub>2</sub> yang bersifat tidak mudah mencair (mengembun). Kawah merupakan bentuk depresi berbentuk corong terbuka ke atas dan biasanya berada di daerah sekitar puncak gunung api sebagai tempat disemburkannya tepra gas-gas. Batuan alterasi merupakan batuan yang berubah karena proses interaksi antara batuan asal dan fluida panasbumi (Suharno, 2013). Faktor yang mempengaruhi terbentuknya batuan alterasi yaitu suhu, tekanan, jenis batuan, komposisi fluida, nilai pH dan waktu kontak antara fluida dan batuan.

### 3.2 Metode Gayaberat

Metode gayaberat adalah metode eksplorasi geofisika pasif yang dilakukan dengan mengukur nilai percepatan gayaberat di bawah permukaan bumi, yang muncul akibat perbedaan densitas batuan pada suatu wilayah (Blakely, 1996). Metode gravitasi atau metode gayaberat ini memanfaatkan medan gravitasi bumi untuk mendeteksi variasi percepatan gayaberat di permukaan bumi. Variasi percepatan gayaberat tersebut mencerminkan perbedaan densitas batuan dan sifat fisik batuan bawah permukaan, variasi jarak permukaan terhadap pusat bumi, serta pengaruh kondisi topografi (Sarkowi, 2014). Perubahan medan gayaberat di permukaan bumi relatif sangat kecil jika dibandingkan dengan nilai gayaberat absolut. Akan tetapi, dengan teknologi alat ukur yang memiliki sensitivitas dan presisi tinggi, perbedaan tersebut dapat terdeteksi menggunakan instrumen gravimeter. Adapun jenis gravimeter yang umum digunakan yaitu Gravimeter La Coste Romberg, Gravimeter Askania, Gravimeter Boliden, Gravimeter Worden, Gravimeter Scintrex CG-5 Autogav, dan Gravimeter Superconducting (SG).

Data gayaberat dapat diperoleh dengan dua cara utama yaitu pengukuran di lapangan dan penggunaan data satelit. Pada pengukuran secara langsung, metode gayaberat dilakukan dengan metode poligon tertutup atau sistem *looping* seperti pada Gambar 10. Pengukuran dimulai pada titik *base* kemudian dilanjutkan pengukuran pada titik-titik pengukuran 1-2-3 dan kembali di titik *base*. Biasanya juga diperlukan satu titik acuan bebas gangguan/*noise* (*base station*) yang akan digunakan sebagai unsur koreksi dalam analisis data (koreksi apungan).



Gambar 10. Metode poligon tertutup

### 3.3 Konsep Dasar Metode Gayaberat

Metode gayaberat berlandaskan pada hukum Newton yang menyatakan bahwa gaya tarik antara dua benda dengan massa tertentu sebanding dengan hasil kali kedua massanya dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat massa masing-masing benda. Sehingga, semakin jauh jarak yang memisahkan pusat massa benda-benda tersebut, semakin kecil gaya tarik yang dihasilkan. Persamaan hukum gravitasi universal Newton adalah sebagai berikut (Reynolds, 1998) :

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

Keterangan :

- $\vec{F}$  : Gaya gravitasi (N)
- $G$  : Konstanta gravitasi ( $6.67 \times 10^{-11} \text{m}^3/\text{kg s}^2$ )
- $M$  : Massa bumi (kg)
- $m$  : Massa benda (kg)
- $r^2$  : Jarak antar massa (m)
- $\hat{r}$  : Vektor satuan arah

Hubungan antara gaya dan percepatan didefinisikan pada Persamaan 2, yang menyatakan bahwa gaya sebanding dengan hasil kali massa benda dan percepatan yang dialami benda tersebut. Jika percepatannya adalah vertikal, maka itu disebabkan oleh gravitasi ( $g$ ).

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

Keterangan :

- $g$  : Percepatan gravitasi ( $9.8 \text{ m/s}^2$ )

Ketika benda bermassa ( $M$ ) berada dalam pengaruh gaya tarik dari benda bermassa ( $m$ ) pada jarak ( $r$ ), maka percepatan yang timbul dapat dinyatakan sebagaimana pada Persamaan 5.

$$\vec{F} = \frac{GMm}{r^2} \hat{r} \quad (3)$$

$$m\vec{g} = \frac{GMm}{r^2} \hat{r} \quad (4)$$

$$\vec{g} = \frac{GM}{r^2} \hat{r} \quad (5)$$

Peningkatan massa bumi akan meningkatkan percepatan gravitasi, sedangkan bertambahnya jarak dari pusat bumi akan menyebabkan nilainya turun. Pengukuran percepatan gravitasi pertama kali dilakukan oleh Galileo Galilei. Dalam eksplorasi gayaberat, percepatan gravitasi dinyatakan dalam satuan Gal ( $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ ). Sedangkan, anomali gravitasi biasanya dinyatakan dalam miligal (mGal), dengan  $1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2$  atau  $10^{-5} \text{ m/s}^2$ . Besarnya percepatan gravitasi yang terukur dipengaruhi oleh massa benda. Massa benda merupakan hasil perkalian antara densitas atau massa jenis dan volume. Oleh sebab itu, variasi nilai gravitasi yang teramati pada suatu lokasi dapat mencerminkan perubahan densitas dan volume material penyusun bawah permukaan. Hubungan antara densitas, massa dan volume tersebut dinyatakan pada Persamaan 6.

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

Keterangan:

$\rho$  : Densitas (g/cc)

$m$  : Massa benda (kg)

$V$  : Volume benda ( $\text{m}^3$ )

### 3.4 Koreksi-Koreksi Metode Gayaberat

Bentuk bumi sebenarnya bukan bulat sempurna, melainkan *elipsoid* sehingga gayaberat yang diukur di permukaan bumi menunjukkan perbedaan nilai di setiap lokasi. Adapun faktor-faktor yang mempengaruhi variasi gayaberat yaitu ketinggian, lintang, pasang surut, topografi, dan variasi densitas batuan (Telford et al., 1990). Oleh karena itu, dalam pengukuran gayaberat, semua faktor tersebut

harus diperhitungkan dan dilakukan koreksi terlebih dahulu. Data gayaberat hasil pengukuran langsung diolah terlebih dahulu melalui beberapa koreksi. Anomali sebenarnya dapat teridentifikasi setelah dilakukannya koreksi gayaberat.

### 3.4.1 Koreksi Pasang Surut (*Tidal Correction*)

Koreksi pasang surut atau sering disebut *tidal correction*, dilakukannya koreksi ini untuk menghilangkan pengaruh gaya gravitasi yang ditimbulkan oleh benda-benda luar bumi, khususnya matahari dan bulan. Efek ini menyebabkan perubahan nilai gayaberat yang bervariasi tergantung pada lintang tempat pengukuran serta periode waktu, baik harian, bulanan, maupun tahunan (Untung, 2001). Walaupun massa matahari lebih besar dibanding bulan, gaya tarik gravitasi bulan terhadap bumi lebih besar karena letak bulan lebih dekat dengan bumi. Gaya ini tidak hanya mempengaruhi lautan, tetapi juga menyebabkan deformasi kecil pada kerak bumi, meskipun lebih kecil dari pasang surut laut. Akibat dari pasang surut ini, topografi titik pengamatan bisa berubah beberapa sentimeter, yang mempengaruhi jarak titik tersebut dari pusat massa bumi, dan pada akhirnya menyebabkan variasi dalam nilai gayaberat yang terukur. Oleh karena itu, dalam survei gayaberat berpresisi tinggi, koreksi terhadap efek ini sangat penting. Pengaruh Matahari dan Bulan membuat nilai gayaberat di bumi berubah-ubah. Perubahan ini dikenal sebagai variasi pasang surut bumi, dengan amplitudo sekitar 3 microgal ( $\mu\text{Gal}$  atau g. u.) dan periode minimum sekitar 12 jam (Kearey et al., 2002). Persamaan 7 digunakan untuk memodelkan kondisi permukaan air laut (naik dan turun) akibat perubahan posisi bulan dan matahari secara periodik (Longman, 1959):

$$U_p = G(r) \left[ \left( \frac{c}{R} \right)^3 \cos 2 \theta_m + \frac{1}{3} + \frac{1}{6} \left( \frac{c}{R} \right)^4 5 \cos 3 \theta_m + 3 \cos 3 \theta_m \right] \quad (7)$$

Keterangan:

$U_p$  : Potensial di titik pengamatan (*observation point*) ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )

$r$  : Jari-jari bumi ke titik pengamatan (m)

$R$  : Jarak antara pusat bumi dan bulan (m)

$c$  : Jarak rata-rata ke bulan (m)

$\theta_m$  : Lintang (derajat atau radian)

### 3.4.2 Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi apungan digunakan untuk menghilangkan deviasi dalam hasil pembacaan nilai percepatan gayaberat yang terjadi akibat perubahan kondisi alat, seperti guncangan pada pegas, perubahan suhu, dan keausan alat (misalnya pada pegas gravimeter) selama survei. *Drift* menyebabkan hasil pengukuran menunjukkan perbedaan nilai di lokasi yang sama pada waktu yang berbeda. Untuk mengoreksi efek ini, nilai pembacaan gravimeter diplot terhadap waktu, dan *drift* diasumsikan linier antara dua pembacaan dasar (*base station*) yang dilakukan secara berulang seperti pada Gambar 10. Pengukuran dilakukan mulai dari *base* yang dianggap sebagai titik referensi, dilanjutkan ke titik 1, 2, dan 3 dan kembali lagi ke titik awal (*base*). Nilai percepatan gayaberat yang terbaca di *base* awal dan *base* akhir akan menunjukkan selisih, dan selisih ini yang perlu koreksi. Koreksi apungan dirumuskan pada Persamaan 8 sebagai berikut (Septiyana, 2009):

$$Drift_{station} = \frac{(g_m - g_0)}{(t_m - t_0)}(t_n - t_0) \quad (8)$$

Keterangan:

$g_m$  : Gayaberat observasi pada *base* akhir (mGal)

$g_0$  : Gayaberat observasi pada *base* awal (mGal)

$t_m$  : Waktu bacaan gayaberat pada *base* akhir (s)

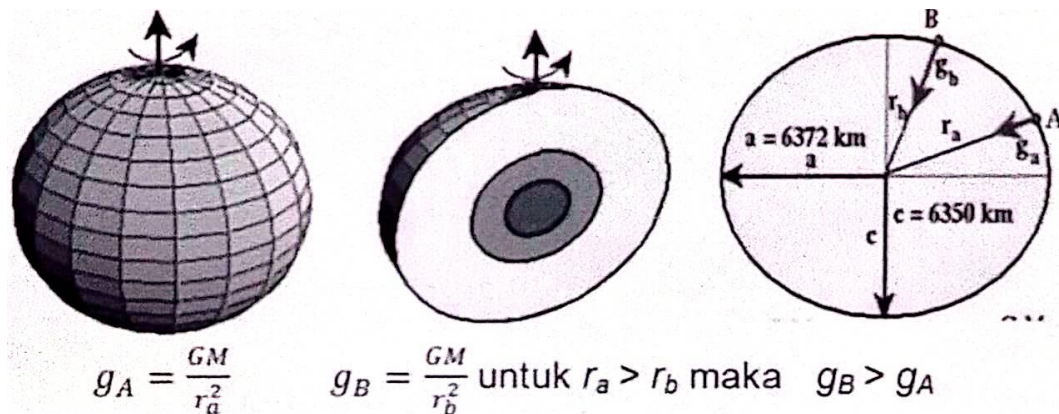
$t_n$  : Waktu bacaan gayaberat pada titik n (s)

$t_0$  : Waktu bacaan gayaberat pada *base* awal (s)

### 3.4.3 Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Secara geometris, bumi berbentuk elipsoid berpijar polar (*oblate spheroid*) yaitu pipih di kutub dan menggembung di khatulistiwa seperti pada Gambar 11. Karena bentuk ini, jarak titik di khatulistiwa ke pusat bumi lebih jauh dibanding titik di kutub. Semakin jauh dari pusat massa, gaya gravitasi akan semakin lemah. Rotasi bumi menghasilkan gaya sentripetal yang mendorong benda menjauh dari pusat rotasi. Efek ini paling besar di khatulistiwa dan berkurang ke arah kutub. Akibatnya, gayaberat di khatulistiwa lebih kecil dibanding di kutub ditunjukkan pada Gambar 12. Tonjolan di sekitar khatulistiwa menambah massa di area tersebut, tapi ini tidak cukup untuk menutupi efek bentuk dan rotasi bumi. Secara umum gayaberat tetap

meningkat dari khatulistiwa ke kutub. Koreksi lintang merupakan salah satu koreksi dalam survei gayaberas yang bertujuan untuk menghilangkan pengaruh variasi gayaberas akibat perbedaan garis lintang. Koreksi ini dilakukan karena gayaberas tidak seragam di seluruh permukaan bumi, melainkan berubah tergantung posisi lintangnya.



Gambar 11. Model bentuk bumi berbentuk ellips (Sarkowi, 2014)

Rumus gravitasi teoritis diterbitkan oleh *International Association of Geodesy* (IAG) dan *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) yang dahulu bernama *Defense Mapping Agency* (DMA). NIMA kemudian memperbaharui rumusnya dalam sistem *World Geodetic System* (WGS). Nilai gayaberas teoritis berdasarkan lintang dapat dihitung dengan persamaan berikut (Moritz, 1980):

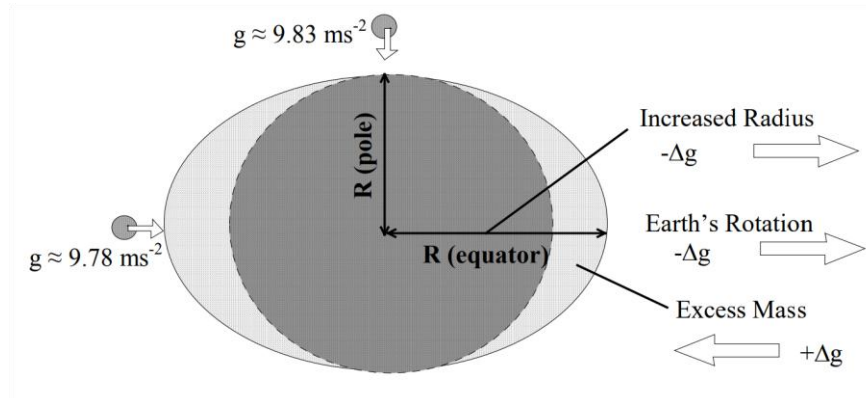
$$g_{\phi} = 978032.7 (1 + 0.0053024 \sin^2 \phi - 0.0000058 \sin^2 2\phi) \quad (9)$$

Menurut *Geodetic Reference System* (GS-1967) koreksi gayaberas teoritis pada lintang ( $\phi$ ):

$$g_{\phi} = 978031.8 (1 + 0.0053024 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi) \quad (10)$$

Nilai  $\phi$  merupakan nilai lintang, akan tetapi nilai lintang tersebut harus diubah terlebih dahulu ke radian. Cara mengubahnya dapat menggunakan perintah berikut:

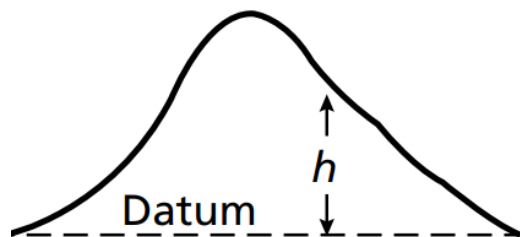
$$\phi = \text{RADIANS}(\text{LINTANG}) \quad (11)$$



Gambar 12. Perbedaan nilai gayaberat di kutub dan di khatulistiwa (Ismail, 2015)

#### 3.4.4 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Koreksi udara bebas termasuk koreksi data gayaberat yang digunakan untuk meniadakan pengaruh ketinggian terhadap nilai gayaberat yang diukur. Dalam survei gayaberat, permasalahan muncul ketika terdapat variasi ketinggian antara titik pengukuran dengan datum atau muka air laut rata-rata (*mean sea level*). Hal ini terjadi karena medan gayaberat normal berada pada bidang datum ( $Z = 0$ ) sedangkan medan gravitasi terukur atau gayaberat observasi ( $G_{Obs}$ ) berada pada topografi atau permukaan bumi yang tidak rata. Rata-rata perubahan antara gayaberat dan ketinggian yaitu  $0.03086 \text{ mGal/m}$  (Sleep & Fujita, 1997). Koreksi ini dilakukan dengan asumsi bahwa ruang antara titik pengamatan dan permukaan laut hanyalah udara, tanpa mempertimbangkan adanya massa batuan. Gambar 13 menunjukkan koreksi ini untuk suatu pengukuran di ketinggian ( $h$ ) di atas datum.



Gambar 13. Koreksi udara bebas (Kearey et al., 2002)

Jika bumi dianggap berbentuk bola sempurna dengan massa terpusat di pusatnya, maka percepatan gayaberat atau gravitasinya di permukaan laut dapat dihitung dengan rumus berikut (Reynolds, 1998):

$$\vec{g}_0 = \frac{GM}{r^2} \hat{r} \quad (12)$$

Apabila suatu titik pengamatan ada di ketinggian atau  $h$  (meter) di atas *mean sea level* (MSL), nilai gayaberatnya menjadi lebih kecil. Koreksi ini dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$\vec{g}_h \approx \frac{GM}{R^2} \left(1 - \frac{2h}{R}\right) \hat{r} \quad (13)$$

$$\vec{g}_h \approx \vec{g}_0 \left(1 - \frac{2h}{R}\right) \quad (14)$$

Selisih gayaberat antara permukaan laut dan titik di ketinggian tersebut disebut koreksi udara bebas. Koreksi udara bebas diformulasikan pada Persamaan 18.

$$g_{FA} = \vec{g}_0 - \vec{g}_h \quad (15)$$

$$g_{FA} = \frac{2g_0 h}{R} \quad (16)$$

Diketahui nilai  $g_0 = 9817855 \text{ g. u.}$  dan  $R = 6371000 \text{ m}$

$$g_{FA} = \frac{2 \times 9817855 h}{6371000} \quad (17)$$

$$g_{FA} = 0.3086h \quad (18)$$

Keterangan:

$g_{FA}$  : Nilai gravitasi terkoreksi udara bebas (mGal)

$g_0$  : percepatan gravitasi di permukaan laut (*sea level*) (mGal)

$M$  : Massa Bumi (kg)

$R$  : Jari-jari bumi (m)

$h$  : Ketinggian permukaan dari datum (m)

$g_h$  : Nilai gravitasi titik pengamatan berada pada ketinggian (mGal)

### 3.4.5 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Koreksi Bouguer adalah penyesuaian nilai gayaberat untuk memperhitungkan pengaruh massa batuan antara titik pengukuran dan permukaan laut. Massa ini dapat menambah atau mengurangi gaya gravitasi, sehingga perlu dikoreksi agar hasil lebih akurat. Koreksi Bouguer memperhitungkan adanya batuan padat di antara titik ukur di atas maupun di bawah permukaan laut seperti Gambar 14. Pada Gambar 14a, stasiun pengukuran gayaberat berada di atas sebuah dataran luas (*plateau*). Antara posisi stasiun dan bidang acuan (*datum plane*) yang ditunjukkan

dengan ketebalan ( $\Delta R$ ) dan densitas ( $\rho$ ). Lapisan batuan ini memiliki massa yang ikut menarik alat gravimeter ke bawah sehingga nilai gayaberat yang terbaca menjadi lebih besar dari seharusnya. Sedangkan Gambar 14b, stasiun pengukuran gayaberat ditempatkan di bawah permukaan tanah, misalnya di dalam terowongan atau tambang. Ada dua stasiun (Stn 1 dan Stn 2) di kedalaman ( $Z_1$  dan  $Z_2$ ). Massa batuan di antara kedalaman  $Z_1$  dan  $Z_2$  akan memberikan tarikan gayaberat yang berlawanan pada kedua stasiun yaitu satu stasiun ditarik ke bawah, sedangkan yang lain ditarik ke atas. Akibatnya, perbedaan gayaberat yang terbaca di kedua stasiun tersebut menjadi lebih besar daripada jika tidak ada massa batuan. Dalam kondisi ini, koreksi Bouguer juga perlu diterapkan, dan besar pengaruhnya menjadi dua kali lipat dibandingkan kasus stasiun di atas permukaan (Gambar 14a). Koreksi Bouguer dinyatakan dengan Persamaan 20.

$$g_B = 2\pi G\rho h \quad (19)$$

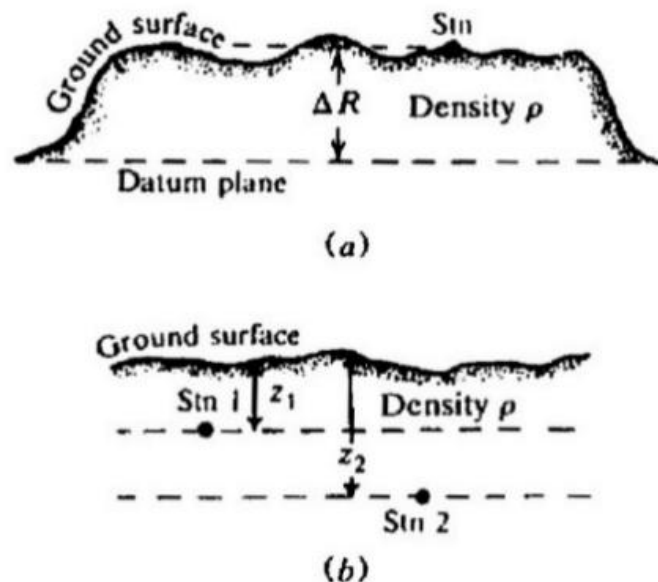
$$g_B = 0.04192\rho h \quad (20)$$

Keterangan:

$g_B$  : Nilai gravitasi terkoreksi Bouguer (mGal)

$\rho$  : Nilai densitas batuan (g/cc)

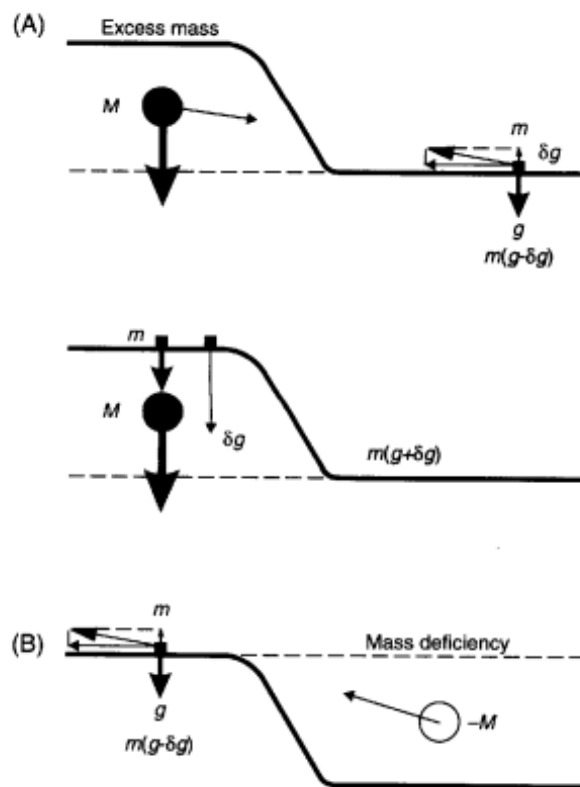
$h$  : Ketinggian permukaan dari datum (m)



Gambar 14. Koreksi Bouguer (Telford et al., 1990)

### 3.4.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan memperhitungkan perubahan percepatan gayaberat akibat variasi topografi di setiap titik pengamatan. Saat pengukuran dilakukan, kondisi topografi disekitar titik pengamatan juga diperhitungkan terutama bentuk permukaan seperti bukit dan lembah disekitar titik pengukuran yang ditunjukkan pada Gambar 15.



Gambar 15. Pengaruh bukit dan lembah terhadap pengukuran gayaberat (Reynolds, 1998)

Massa bukit ( $M$ ) menempatkan pusat massanya di atas bidang tempat gravimeter diletakkan sehingga terdapat gaya tarik menarik antara dua massa tersebut (massa bukit dan massa gravimeter) seperti Gambar 15a. Apabila gaya tersebut diuraikan menjadi komponen horizontal dan vertikal, hanya komponen vertikal yang diperhitungkan. Akibatnya, nilai gayaberat ( $g$ ) yang terukur pada stasiun akan lebih rendah dibandingkan nilai gayaberat sebenarnya, yaitu berkurang sebesar ( $\Delta g$ ). Sebaliknya apabila stasiun pengukuran gayaberat berada di dekat lembah seperti pada Gambar 15b, maka lembah tersebut merepresentasikan kekurangan massa yang dapat dianggap sebagai massa negatif ( $-M$ ). Kekurangan massa ini mengakibatkan nilai gayaberat ( $g$ ) yang tercatat pada pengukuran menjadi lebih

rendah sebesar ( $\Delta_g$ ). Oleh karena itu, gravimeter yang dipasang di sekitar bukit atau lembah perlu diberi koreksi tambahan untuk memperhitungkan pengaruh variasi topografi. Sehingga hasil pengukuran mendekati asumsi koreksi Bouguer, yaitu berupa slab batuan *semi-infinite*.

Perhitungan manual koreksi medan harus dilakukan pada setiap stasiun dalam satu survei, sehingga memerlukan alat bantu untuk mempermudahnya. Salah satu alat yang digunakan adalah *Hammer Chart*, yang ditemukan oleh Sigmund Hammer pada tahun 1939. *Hammer Chart* berbentuk lingkaran besar yang dibagi menjadi beberapa cincin konsentris, kemudian setiap cincin dibagi lagi menjadi segmen-segmen kecil. *Chart* ini ditempatkan di atas peta topografi untuk menghitung rata-rata ketinggian pada tiap segmen. Dari hasil perhitungan rata-rata ketinggian itulah didapatkan nilai koreksi medan untuk stasiun pengukuran tersebut. Perhitungan ini didasarkan pada konsep anulus (cincin), yaitu daerah berbentuk lingkaran yang memiliki jari-jari dalam ( $r_1$ ) dan jari-jari luar ( $r_2$ ). Meskipun peta topografi dapat di digitasi dan koreksi medan pada cincin luar *Hammer chart* dapat dihitung menggunakan komputer (Bott, 1959; Kane, 1962). Perhitungan manual tetap dibutuhkan untuk cincin bagian dalam. Adapun persamaan untuk perhitungannya yaitu sebagai berikut (Reynolds, 1998):

$$\delta g_{seg} = \frac{2\pi\rho G}{N} [r_2 - r_1 + (r_1^2 + z^2)^{1/2} - (r_2^2 + z^2)^{1/2}] \quad (21)$$

Keterangan:

- $\delta g_{seg}$  : Gravitasi segmen *Hammer chart* (mGal)
- $N$  : Jumlah segmen dalam cincin
- $\rho$  : Densitas Bouguer (g/cc)
- $G$  : Konstanta gayaberat ( $6.67 \times 10^{-11} \text{Nm}^2\text{Kg}^{-2}$ )
- $r_1$  dan  $r_2$  : Jari-jari luar anulus (m)
- $z$  : Perbedaan topografi antara stasiun gravitasi dan topografi rata-rata segmen (m)

### 3.5 Penentuan Densitas Permukaan

Parameter utama dalam metode gayaberat adalah rapat massa (densitas). Sehingga diperlukannya persebaran nilai densitas yang baik agar pengolahan data dan interpretasi dapat dilakukan dengan tepat. Faktor yang mempengaruhi densitas batuan yaitu rapat massa butir, kandungan fluida pada pori-porinya, porositas, proses pembentukan batuan, pemadatan atau kompaksi serta derajat pelapukan. Ada 3 metode yang dapat digunakan untuk menentukan nilai densitas yang sesuai, sehingga mampu merepresentasikan rapat massa batuan bawah permukaan pada titik pengukuran. Metode yang dapat digunakan dalam penentuan densitas yaitu metode sampling, Parasnisi, dan Nettleton.

#### 3.5.1 Metode Sampling

Metode sampling atau *core* dilakukan dengan mengambil sampel batuan langsung dari lapangan untuk dianalisis di laboratorium. Meskipun hasilnya akurat, metode ini memerlukan biaya besar. Selain itu, nilai densitas yang diperoleh di laboratorium bisa berbeda dengan kondisi di lapangan dan tidak semua area penelitian dapat diukur.

#### 3.5.2 Metode Parasnisi

Metode Parasnisi merupakan cara analitis untuk menentukan densitas rata-rata batuan melalui pendekatan regresi linear. Metode Parasnisi didasarkan pada hubungan linier antara anomali Bouguer dan koreksi udara bebas. Dalam penerapannya, nilai densitas rata-rata diperoleh dari gradien (kemiringan) garis regresi hasil plot hubungan tersebut. Dengan pendekatan ini, nilai densitas ditentukan secara statik tanpa perlu melakukan pengujian berulang dengan berbagai asumsi densitas. Secara sistematis dituliskan sebagai berikut:

$$g_{\text{observasi}} - g_0 + FAC = BC - TC \quad (22)$$

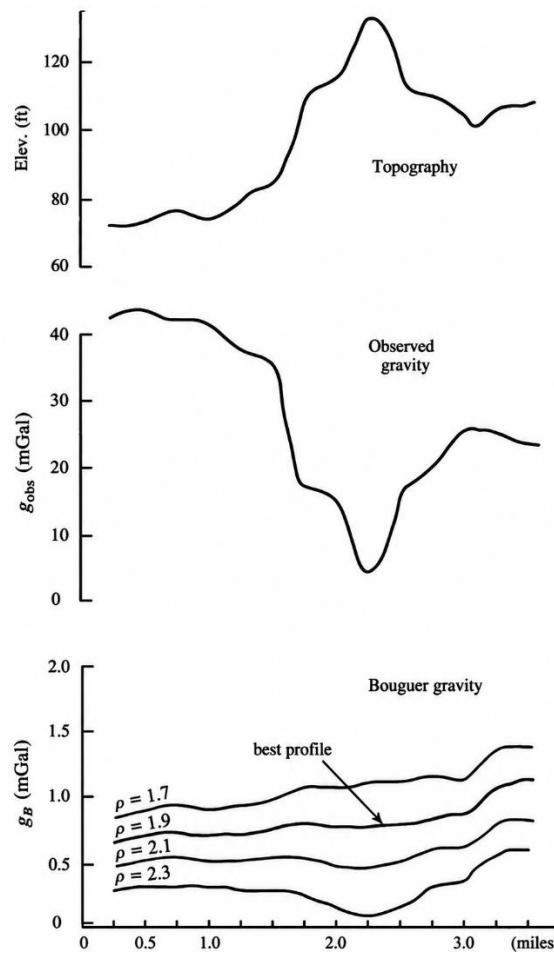
$$g_{\text{observasi}} - g_0 + FAC = (0.04192h - TC/\rho)\rho \quad (23)$$

$$FAA = (0.04192h - TC/\rho)\rho \quad (24)$$

atau

$$y = \rho x + c \quad (25)$$

### 3.5.3 Metode Nettleton



Gambar 16. Metode Nettleton (Telford et al., 1990)

Metode Nettleton digunakan untuk memperkirakan densitas rata-rata batuan di dekat permukaan dengan memanfaatkan profil gayaberat yang melintasi suatu bentuk topografi, seperti bukit atau lembah. Prinsipnya adalah mencoba beberapa nilai densitas dalam perhitungan koreksi Bouguer, kemudian membandingkan hasil profil gravitasi yang diperoleh. Jika profil gayaberat masih mengikuti bentuk topografi, maka nilai densitas yang digunakan belum tepat. Sebaliknya, jika profil gravitasi tampak netral atau tidak lagi dipengaruhi oleh bentuk bukit maupun lembah, berarti nilai densitas yang digunakan sudah mendekati kebenaran seperti pada Gambar 16. Dengan demikian, metode Nettleton pada dasarnya mencari nilai densitas yang membuat pengaruh topografi hilang dari profil gayaberat.

### 3.6 *Complete Bouguer Anomaly (CBA)*

Dengan melakukan pengurangan nilai gayaberat hasil pengamatan (*Observed Gravity/Gobs*) dengan berbagai koreksi gayaberat, maka didapatkan nilai anomali gayaberat yang dikenal sebagai *Complete Bouguer Anomaly* (Andrian, 2018). *Complete Bouguer Anomaly* atau Anomali Bouguer Lengkap merupakan nilai percepatan gayaberat total yang merepresentasikan pengaruh variasi batuan di bawah permukaan, mulai dari permukaan hingga kedalaman *basement*. Nilai CBA sering juga disebut Anomali Bouguer ini menggambarkan perbedaan antara gayaberat terukur dengan gayaberat acuan atau gayaberat teoritis. Perbedaan tersebut mencerminkan adanya variasi densitas batuan pada suatu daerah terhadap daerah sekitarnya. Secara konsep, *Complete Bouguer Anomaly* merupakan hasil gabungan antara anomali regional dan anomali residual. Anomali regional yaitu anomali yang berasal dari sumber-sumber dalam, sedangkan anomali residual berkaitan dengan sumber-sumber dangkal yang berukuran lebih kecil. *Complete Bouguer Anomaly* dapat dihitung dengan menggunakan Persamaan 26.

$$CBA = SBA + TC \quad (26)$$

Keterangan:

*CBA* : *Complete Bouguer Anomaly* (mGal)

*SBA* : *Simple Bouguer Anomaly* (mGal)

*TC* : *Terrain Correction* (mGal)

### 3.7 **Densitas Batuan**

Densitas batuan adalah ukuran massa jenis suatu batuan, yaitu massa batuan per satuan volume. Densitas ini biasanya dinyatakan dalam satuan gram per sentimeter kubik ( $\text{g/cm}^3$  atau  $\text{g/cc}$ ) atau kilogram per meter kubik ( $\text{kg/m}^3$ ). Kondisi dan struktur geologi suatu daerah mempengaruhi distribusi densitas di bawah permukaan bumi. Hal ini menyebabkan nilai percepatan gayaberat di permukaan akan berubah-ubah tergantung pada densitas batuan di bawahnya. Batuan dibedakan menjadi 3 jenis yakni batuan metamorf, beku, dan sedimen. Berdasarkan Tabel 4, setiap jenis batuan memiliki nilai densitas yang bervariasi.

Tabel 4. Densitas batuan (Telford et al., 1990)

<i>Rock Type</i>	<i>Range (g/cc)</i>	<i>Average (g/cc)</i>
<i>Sediments</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>Gavel</i>	1.7 - 2.4	2
<i>Sand</i>	1.7 - 2.3	2
<i>Sandstone</i>	1.61 - 2.76	2.35
<i>Shale</i>	1.77 - 3.2	2.4
<i>Limestone</i>	1.93 - 2.90	2.55
<i>Dolomite</i>	2.28 - 2.90	2.7
<i>Sedimentary rocks (av.)</i>		2.5
<i>Igneous Rocks</i>		
<i>Rhyoite</i>	2.35 - 2.70	2.52
<i>Andesite</i>	2.4 - 2.8	2.61
<i>Ganite</i>	2.50 - 2.81	2.71
<i>Ganodiorite</i>	2.67 - 2.79	2.73
<i>Porphyry</i>	2.5 - 2.75	2.75
<i>Quartz diorite</i>	2.62 - 2.96	2.79
<i>Diorite</i>	2.65 - 2.95	2.85
<i>Lavas</i>	2.80 - 3.00	2.9
<i>Diabase</i>	2.50 - 3.20	2.9
<i>Basalt</i>	2.70 - 3.0	2.93
<i>Gabbro</i>	2.70 - 3.50	3.03
<i>Peridotite</i>	2.78 - 3.37	3.09
<i>Acid igneous</i>	2.30 - 3.11	2.67
<i>Basic igneous</i>	2.09 - 3.17	2.79
<i>Metamorphic Rocks</i>		
<i>Quartzite</i>	2.5 - 2.70	2.6
<i>Schists</i>	2.39 - 2.9	2.64
<i>Gaywacke</i>	2.6 - 2.7	2.7
<i>Marble</i>	2.6 - 2.9	2.79
<i>Serpentine</i>	2.4 - 3.10	2.79
<i>Slate</i>	2.7 - 2.9	2.79
<i>Gneiss</i>	2.59 - 3.0	2.7
<i>Amphibolite</i>	2.90 - 3.04	2.96
<i>Eclogite</i>	3.2 - 3.4	3.37
<i>Metamorphic</i>	2.4 - 3.1	2.74

### 3.8 Analisis Spektrum

*Complete Bouguer Anomaly* masih mengandung dua jenis pengaruh yaitu anomali regional dan anomali residual, maka perlu dilakukannya pemisahan anomali. Respon gayaberat berada pada domain jarak, maka perlu dilakukan transformasi data ke domain frekuensi. Proses transformasi ini dilakukan dengan pendekatan Fourier. Hasil Transformasi Fourier berupa spektrum *phase* dan spektrum amplitudo yang digunakan untuk memperikarakan kedalaman sumber anomali melalui estimasi nilai bilangan gelombang ( $K$ ) dan amplitudo ( $\ln A$ ). Selain itu juga, analisis spektrum dilakukan untuk menentukan lebar jendela filter sebagai parameter masukan dalam pemisahan anomali regional dan anomali residual (Sarkowi, 2014). Spektrum dihitung berdasarkan potensial gayaberat yang teramati pada bidang horizontal melalui Transformasi Fouriernya (Blakely, 1996) :

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (27)$$

$$F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (28)$$

Keterangan:

- $U$  : Potensial gayaberat (joule)
- $\gamma$  : Konstanta gayaberat ( $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ )
- $\mu$  : Anomali rapat massa (g/cc)
- $r$  : Jarak (m)
- $k$  : Bilangan gelombang (rad/m)
- $z_0$  : Ketinggian titik amat (m)
- $z'$  : Kedalaman benda anomali (m)

Berdasarkan Persamaan 26 dan Persamaan 27, maka diperoleh :

$$F(U) = 2\pi\lambda\mu \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|}, \quad z' > z_0 \quad (29)$$

Percepatan gravitasi ( $g$ ) berhubungan dengan potensial melalui Persamaan 30.

$$g = \nabla U \quad (30)$$

Sehingga, gaya tarik vertikal gravitasi akibat suatu massa titik merupakan turunan vertikal dari  $\frac{\gamma\mu}{r}$ , yaitu:

$$g_z = \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \quad (31)$$

Berdasarkan Persamaan 35, Transformasi Fourier anomali gayaberat yang terukur pada bidang horizontal dituliskan sebagai berikut:

$$F(g_z) = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) \quad (32)$$

$$F(g_z) = \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (33)$$

$$F(g_z) = 2\pi\lambda\mu \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|}, \quad z' > z_0 \quad (34)$$

Keterangan:

$g_z$  : Anomali gayaberat (mGal)

$\lambda$  : Panjang gelombang (m)

Apabila sebaran densitas bersifat acak tanpa menunjukkan korelasi antar nilai gayaberat, maka nilai anomali densitas diasumsikan bernilai satu. Dengan demikian, Transformasi Fourier anomali gayaberat dituliskan sebagai berikut:

$$A = C e^{|k|(z_0-z')} \quad (35)$$

Keterangan:

$A$  : Amplitudo

$C$  : Konstanta

Penentuan lebar jendela dilakukan melalui spektrum amplitudo dengan melogaritmakan hasil dari Transformasi Fourier, sehingga diperoleh hubungan linier bilangan gelombang ( $k$ ) dan spektrum amplitudo ( $\ln A$ ) atau kurva RAPS (*Radially Analysis Power Spektrum*) yang ditunjukkan pada Gambar 17.

$$\ln A = |k|(z_0 - z') + \ln C \quad (36)$$

Persamaan 39 dapat dinyatakan sebagai persamaan garis lurus, sumbu y adalah  $\ln A$ , sumbu x adalah  $|k|$  serta gradien adalah  $(z_0 - z')$ . Nilai gradien

mempresentasikan kedalaman rata-rata bidang regional dan residual di masing-masing lintasan. Perbatasan antara anomali regional dan residual diperoleh nilai  $k_c$  sebagai bilangan *cut-off*. Hubungan antara bilangan gelombang ( $k$ ) dan panjang gelombang ( $\lambda$ ) dinyatakan melalui Persamaan 37 atau Persamaan 38.

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (37)$$

atau

$$\lambda = \frac{2\pi}{k} \quad (38)$$

$$\lambda = N\Delta x \quad (39)$$

Berdasarkan Persamaan 42 dan Persamaan 43, maka secara sistematis, lebar jendela dapat dituliskan sebagai berikut:

$$N\Delta x = \frac{2\pi}{k} \quad (40)$$

$$N = \frac{2\pi}{k_c\Delta x} \quad (41)$$

Keterangan:

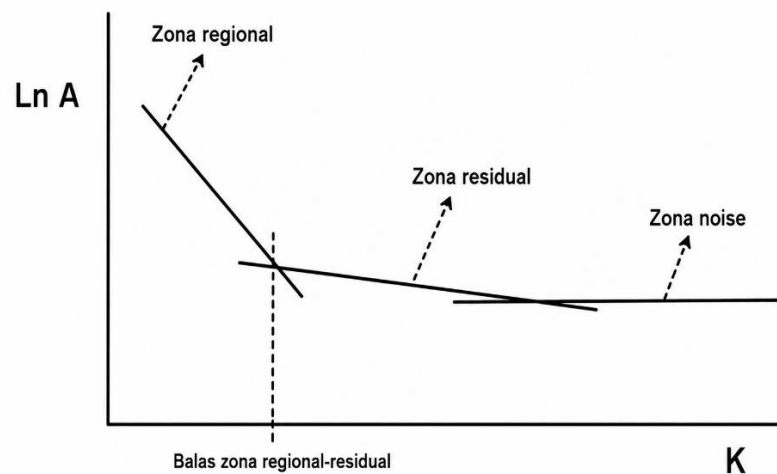
$k$  : Bilangan gelombang (rad/m)

$\lambda$  : Panjang gelombang (m)

$N$  : Lebar jendela

$\Delta x$  : Spasi *grid* (m)

$k_c$  : Bilangan gelombang (rad/m)



Gambar 17. Pembagian zona anomali dengan kurva Ln vs K (Sarkowi, 2014)

### 3.9 Filter Moving Average

Metode *moving average* termasuk salah satu pendekatan untuk memisahkan komponen anomali regional dan residual dengan menapis *low-pass* filter (meneruskan frekuensi rendah atau menghilangkan frekuensi tinggi). Pada metode ini, data *Complete Bouguer Anomaly* disaring menggunakan lebar jendela tertentu yang ditentukan berdasarkan hasil analisis spektrum, di mana nilai yang digunakan merupakan rata-rata dari setiap lintasan. Hasil dari proses penyaringan ini berupa anomali regional, sedangkan anomali residual diperoleh melalui pengurangan antara *Complete Bouguer Anomaly* dan anomali regional. Semakin besar nilai lebar jendela yang digunakan, maka daerah yang diteliti akan semakin kecil. Persamaan *moving average* 1D dituliskan sebagai berikut:

$$\Delta g_{reg}(i) = \frac{\Delta g(i - n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i + n)}{N} \quad (42)$$

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_{reg} \quad (43)$$

Keterangan:

$\Delta g_{reg}$  : Besarnya anomali regional (mGal)

$\Delta g_{res}$  : Besarnya anomali residual (mGal)

$i$  : Nomor stasiun

$N$  : Lebar jendela

### 3.10 Analisis Derivative

Analisis *derivative* (analisis turunan) yang dapat menentukan batasan dan menentukan jenis patahan. Pada analisis *derivative*, metode yang digunakan dibagi menjadi 2 yaitu *First Horizontal Derivative* (FHD) dan *Second Vertical Derivative* (SVD). Perubahan nilai anomali gayaberat yang sangat tajam yaitu nilai maksimum dan nilai minimum dapat menunjukkan batas-batas struktur patahan. Dalam mengidentifikasi keberadaan patahan dilakukannya korelasi antara grafik nilai maksimum FHD dan nilai nol SVD. FHD atau turunan horizontal pertama merupakan perubahan nilai anomali gravitasi dari titik satu ketitik lain secara horizontal pada jarak tertentu. Nilai FHD didapatkan dari persamaan berikut:

$$FHD = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (44)$$

$$FHD = \sqrt{\left(\frac{mGal}{m}\right)^2 + \left(\frac{mGal}{m}\right)^2} = \frac{mGal}{m} \quad (45)$$

Keterangan:

$FHD$  : *First Horizontal Derivative* (mGal/m)

$g$  : Nilai anomali gayaberat (mGal)

$\frac{\partial g}{\partial x}$  : Turunan pertama anomali gayaberat terhadap arah x (mGal/m)

$\frac{\partial g}{\partial y}$  : Turunan pertama anomali gayaberat terhadap arah y (mGal/m)

Sedangkan SVD atau turunan vertikal kedua merupakan metode dalam menentukan jenis patahan yang bersifat *high pass* filter (meloloskan frekuensi tinggi atau menghilangkan frekuensi rendah). SVD dapat menunjukkan anomali residual yang berhubungan dengan struktur dangkal. Hasil nilai SVD kemudian digunakan untuk menentukan jenis patahan naik, turun dan mendatar. Persamaan SVD merupakan hasil penurunan Persamaan Laplace untuk anomali gravitasi dalam arah x dan y:

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \quad (46)$$

Atau dalam koordinat Kartesius dituliskan sebagai:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = 0 \quad (47)$$

Sehingga turunan vertikal kedua anomali gayaberat dinyatakan sebagai berikut:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = - \left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} \right) \quad (48)$$

Keterangan:

$SVD$  : *Second Vertical Derivative* (mGal/m<sup>2</sup>)

$\Delta g$  : Nilai anomali gayaberat (mGal)

$\nabla^2$  : Operator Laplace

$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2}$  : Turunan kedua anomali gayaberat terhadap arah x (mGal/m<sup>2</sup>)

$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2}$  : Turunan kedua anomali gayaberat terhadap arah y (mGal/m<sup>2</sup>)

$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}$  : Turunan kedua anomali gayaberat terhadap arah z (mGal/m<sup>2</sup>)

Penentuan jenis struktur pada anomali SVD dilakukan berdasarkan perbandingan antara nilai mutlak anomali minimum dan nilai mutlak maksimum anomali SVD. Pada patahan normal, nilai mutlak anomali minimum SVD cenderung lebih kecil dibandingkan nilai maksimum anomali SVD. Sebaliknya, pada patahan naik, nilai mutlak anomali SVD minimum lebih besar dari pada nilai maksimum anomali SVD. Menurut (Sarkowi, 2014), kriteria dalam menentukan jenis patahan dapat dijelaskan sebagai berikut:

1. Untuk *Sedimentary basin* atau patahan turun

$$\left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right)_{max} > \left|\left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right)\right|_{min} \quad (49)$$

2. Untuk Granit batolit/intrusi dan patahan naik

$$\left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right)_{max} < \left|\left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right)\right|_{min} \quad (50)$$

Dalam metode SVD terdapat berbagai jenis operator yang dapat digunakan dalam proses perhitungan yaitu operator SVD Elkins (1951), Rosenbach (1952), serta Henderson dan Zeits (1949) yang disajikan dalam Tabel 5.

Tabel 5. Operator SVD

<b>Elkins (1951)</b>				
0	-0.0833	0	-0.0833	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0334	1.0668	-0.0334	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0833	0	-0.0833	0
<b>Rosenbach (1953)</b>				
0	-0.0416	0	-0.0416	0
-0.0416	-0.3332	-0.75	-0.3332	-0.0416
0	-0.75	4	-0.75	0
-0.0416	-0.3332	-0.75	-0.3332	-0.0416
0	-0.0416	0	-0.0416	0
<b>Henderson &amp; Zietz (1949)</b>				
0	0	-0.0838	0	0
0	1	-2.6667	1	0
-0.0838	-2.6667	17	-2.6667	-0.0838
0	1	-2.6667	1	0
0	0	-0.0838	0	0

### 3.11 Metode Magnetotelurik

Metode magnetotelurik (MT) adalah metode geofisika pasif yang menggunakan medan elektromagnetik alami bumi melalui pengukuran variasi medan listrik (E) dan medan magnet (H) pada arah tegak lurus di permukaan bumi (Vozoff, 1991). Metode MT memanfaatkan gelombang elektromagnetik alami untuk menentukan resistivitas listrik bawah permukaan bumi. Resistivitas didapatkan dari perbandingan antara nilai medan listrik dan medan magnet. Pada metode magnetotelurik, medan listrik diukur menggunakan elektroda sedangkan medan magnet diukur menggunakan koil yang diletakkan di permukaan bumi (Vozoff, 1991). Pengukuran magnetotelurik menghasilkan perkiraan resistivitas bawah permukaan melalui pemanfaatan spektrum frekuensi yang sangat luas, yaitu sekitar  $10^{-5}$  Hz –  $10^4$  Hz (Lestari & Irfan, 2020). Pada frekuensi rendah ( $<1$  Hz), variasi medan elektromagnetik dipengaruhi oleh interaksi antara angin matahari (*solar wind*) yang membawa partikel bermuatan listrik akan berinteraksi dengan medan magnet utama bumi. Sedangkan, sinyal dengan frekuensi audio ( $>1$  Hz) berasal dari aktivitas meteorologis seperti petir. Peristiwa petir akan menghasilkan gelombang elektromagnetik yang terperangkap di antara ionosfer dan permukaan bumi, kemudian merambat mengitari bumi (Vozoff, 1991). Metode ini memiliki rentang frekuensi yang panjang sehingga memungkinkan penyelidikan bawah permukaan hingga kedalaman puluhan kilometer di bawah permukaan bumi. Semakin rendah frekuensi yang digunakan maka semakin dalam kedalaman penetrasi yang dicapai. Sebaliknya, semakin tinggi frekuensi yang dipilih maka akan semakin dangkal kedalaman penetrasi yang dihasilkan (Syukri, 2025).

Data magnetotelurik menggambarkan kondisi fisik bawah permukaan bumi melalui anomali konduktivitas tinggi atau *low resistivity* yang dimanfaatkan untuk mengidentifikasi keberadaan lapisan penudung (*clay cap*) pada sistem panasbumi. Terbentuknya zona alterasi hidrotermal disebabkan oleh interaksi antara fluida hidrotermal dan batuan sampling di temperatur rendah hingga menengah, sehingga menghasilkan alterasi mineral lempung yang bersifat konduktif. *Clay cap* dicirikan dengan nilai resistivitas yang rendah berkisar  $<10$  ohm–m dan ada beberapa sistem panasbumi dapat mencapai  $0.5 - 5$  ohm–m terutama pada zona yang didominasi

oleh smektit (E. Anderson et al., 1999). Rendahnya resistivitas tersebut dikontrol oleh konduksi ionik dalam fluida pori serta konduksi permukaan pada butiran mineral lempung. Secara mineralogi, *clay cap* umumnya didominasi oleh mineral smektit pada bagian atas sistem dengan temperatur relatif rendah (<200 °C). Seiring bertambahnya kedalaman dan temperatur, mineral smektit mengalami transformasi menjadi illit atau campuran smektit-illit (*mixed layer*), dan pada temperatur yang lebih tinggi dapat berkembang klorit. Perubahan asosiasi mineral ini berkaitan langsung dengan peningkatan resistivitas pada bagian bawah *clay cap* yang mendekati zona reservoir.

Dalam model resistivitas 2D atau 3D hasil inversi magnetotelurik, *clay cap* biasanya tampak sebagai lapisan konduktif yang menutupi zona resistif di bawahnya. Zona resistif tersebut sering diinterpretasikan sebagai reservoir panasbumi yang didominasi oleh batuan terpropilitisasi atau terklorisasi dengan resistivitas berkisar 20 – 100 ohm–m atau lebih, tergantung kondisi saturasi dan litologi (Ussher et al., 2000). Dengan demikian, identifikasi *clay cap* melalui metode magnetotelurik menjadi indikator penting dalam eksplorasi panasbumi karena keberadaannya seringkali mengindikasikan sistem hidrotermal aktif di bawahnya. Akan tetapi, interpretasi resistivitas harus mempertimbangkan faktor kejenuhan fluida, salinitas, porositas, dan kondisi struktur geologi. Kualitas data MT dapat dipengaruhi oleh distorsi dan gangguan *noise*, baik berasal dari sumber alami, aktivitas manusia (*cultural noise*), ataupun sumber buatan (*artificial noise*), sehingga diperlukan proses pengolahan dan interpretasi yang cermat (Simpson & Bahr, 2005).

Penerapan metode magnetotelurik pada eksplorasi sumber daya alam dilakukan untuk meminimalisir risiko eksplorasi, mempercepat tahap eksplorasi dan pengambil keputusan berdasarkan data yang akurat. Adapun bidang-bidang yang memanfaatkan metode magnetotelurik yaitu eksplorasi air tanah, eksplorasi panasbumi, eksplorasi bahan tambang dalam, eksplorasi minyak dan gas bumi, penelitian struktur kerak, penelitian mitigasi gempa, dan longsor (Lestari & Irfan, 2020). Rentang frekuensi dalam aplikasi magnetotelurik ditunjukkan oleh Tabel 6.

Tabel 6. Rentang frekuensi dalam aplikasi magnetotelurik (Santoso, 2000)

Aplikasi	Kedalaman Investigasi (m)	Rentang Resistivitas (ohm-m)	Rentang Frekuensi (Hz)
Air tanah	10 – 100	1 – 100	0.1 – 10
Eksplorasi mineral	10 – 2000	0.1 – 1000	0.1 – 10
Panas bumi	100 – 100000	0.1 – 1000	0.01 – 100
Minyak dan gas	100 – 100000	0.1 – 1000	0.001 – 10
Kerak bumi bagian dalam	100 – 300000	0.1 – 10000	0.0001 – 10

### 3.12 Prinsip Elektromagnetik

Prinsip dasar metode magnetotelurik didasarkan pada proses induksi elektromagnetik yang terjadi pada anomali bawah permukaan yang merupakan prinsip dasar Maxwell. Secara sistematis persamaan Maxwell dituliskan sebagai berikut (Telford et al., 1990):

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (51)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (52)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (53)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (54)$$

Keterangan:

$\vec{E}$  : Medan listrik (V/m)

$\vec{H}$  : Medan magnet (A/m)

$\vec{B}$  : Densitas fluks magnetik atau induksi magnetik (T atau Wb/m<sup>2</sup>)

$\vec{D}$  : Densitas fluks listrik atau medan perpindahan listrik (C/m<sup>2</sup>)

$\vec{J}$  : Rapat arus listrik (A/m<sup>2</sup>)

$\rho$  : Rapat muatan listrik (C/m<sup>3</sup>)

$t$  : Waktu (s)

Hukum Faraday (Persamaan 59) menyatakan bahwa perubahan medan magnet terhadap waktu dapat menimbulkan medan listrik. Hukum Ampere (Persamaan 60) menyatakan bahwa medan magnet tidak hanya ditimbulkan oleh arus listrik, tetapi juga dapat muncul akibat perubahan medan listrik terhadap waktu. Hukum Gauss (Persamaan 61) menyatakan medan listrik berasal dari muatan listrik sebagai sumbernya. Contoh aplikasi hukum Gauss ini yakni kumparan. Sedangkan, Hukum Kontinuitas Fluks Magnet (Persamaan 62) menyatakan bahwa medan magnet tidak memiliki sumber tunggal (monopol), sehingga garis-garis medan magnet selalu membentuk loop tertutup. Hubungan antara intensitas medan magnet dan medan listrik dengan fluks pada suatu medium dinyatakan sebagai berikut:

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (55)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H}$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (56)$$

Keterangan:

$\varepsilon$  : Permittivitas medium (F/m) ( $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{Fm}^{-1}$ )

$\mu$  : Permeabilitas medium (H/m) ( $\mu_0 = 1.2566 \times 10^{-6} \text{Hm}^{-1}$ )

$\sigma$  : Konduktivitas listrik (S/m)

Persamaan (63) menunjukkan bahwa densitas fluks listrik  $\vec{D}$  berbanding lurus dengan intensitas medan listrik  $\vec{E}$ , dengan permitivitas medium  $\varepsilon$  sebagai konstanta proporsionalitas. Persamaan (64) menyatakan bahwa densitas fluks magnetik  $\vec{B}$  berbanding lurus dengan intensitas medan magnet  $\vec{H}$ , dengan permeabilitas medium  $\mu$  sebagai konstanta proporsionalitas. Sementara itu, Persamaan (65) merupakan Hukum Ohm dalam bentuk diferensial yang menyatakan bahwa rapat arus listrik sebanding dengan medan listrik  $E$  dan dipengaruhi oleh konduktivitas listrik medium.

### 3.13 Resistivitas Batuan

Resistivitas (tahanan jenis) batuan merupakan kemampuan batuan dalam menghambat arus listrik. Hambatan arus listrik ini dipengaruhi oleh faktor mineralogi, pori-pori batuan, dan kandungan air. Adapun mekanisme penghantaran

listrik (konduksi) pada batuan diklasifikasikan menjadi 3 yaitu elektrolitik, elektronik dan dielektrik. Proses konduksi dapat terjadi karena batuan atau mineral yang memiliki banyak elektron bebas dapat menghantarkan arus listrik, karena elektron-elektron tersebut berperan sebagai pembawa muatan yang memungkinkan aliran listrik di dalam batuan (Telford et al., 1990). Pada metode magnetotelurik, parameter yang paling penting adalah konduktivitas listrik ( $\sigma$ ) atau kebalikannya yaitu resistivitas ( $\rho$ ), karena variasi nilai resistivitas bawah permukaan mencerminkan perbedaan sifat fisik batuan, seperti kandungan fluida, porositas, temperatur, dan alterasi hidrotermal. Hubungan antara konduktivitas dan resistivitas dinyatakan sebagai:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (57)$$

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad (58)$$

Keterangan:

$\sigma$  : Konduktivitas listrik (S/m)

$\rho$  : Resistivitas medium (ohm-m)

Resistivitas memiliki hubungan yang sangat erat dengan alterasi hidrotermal. Proses alterasi secara langsung mengubah sifat listrik batuan. Zona yang mengalami alterasi, terutama yang mengandung mineral lempung seperti smektit, illit, atau kaolinit, cenderung menunjukkan nilai resistivitas rendah. Hal ini disebabkan oleh peningkatan kandungan ion dan konduktivitas dalam mineral lempung serta fluida yang terisi di pori dan rekahan batuan, sehingga batuan memudahkan aliran arus listrik. Dalam studi geofisika, zona alterasi hidrotermal ini sering digambarkan sebagai zona konduktif karena nilai resistivitasnya lebih rendah dibanding batuan di sekitarnya, dan resistivitas konduktif ini dapat digunakan untuk mengidentifikasi keberadaan serta persebaran alterasi hidrotermal dalam sistem panasbumi (Harjo et al., 2017). Tabel 7 menunjukkan nilai resistivitas pada material bumi.

Tabel 7. Nilai resistivitas material bumi (Telford et al., 1990)

<i>Mineral</i>	<i>Resistivity (ohm-m)</i>
<i>Air</i>	~
<i>Sea Water</i>	0.2
<i>Ground Water</i>	0.5 – 300
<i>Clay</i>	1 – 100
<i>Sand</i>	1 – 1000
<i>Sandstone</i>	200 – 8000
<i>Alluvium</i>	10 – 800
<i>Gavel</i>	100 – 600
<i>Andesite</i>	$1.7 \times 10^2$ (dry) – $45 \times 10^4$
<i>Basalt</i>	$200 - 10 \times 10^4$
<i>Limestone</i>	$500 - 10 \times 10^3$
<i>Dry Gavel</i>	$600 - 10 \times 10^3$
<i>Phyrite</i>	0.001 – 100
<i>Calcite</i>	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
<i>Rock Slat</i>	$30 - 1 \times 10^{13}$
<i>Magnetite</i>	0.01 – 1000
<i>Quartz</i>	$500 - 8 \times 10^6$

### 3.14 Impedansi Magnetotelurik

Metode Magnetotelurik (MT) adalah metode geofisika pasif yang menggunakan sumber medan elektromagnetik alami bumi untuk mempelajari kondisi bawah permukaan. Berdasarkan Persamaan Maxwell, medan listrik (E) dan medan magnet (H) yang merambat ke dalam bumi akan mengalami perubahan amplitudo dan fase yang dipengaruhi oleh sifat kelistrikan medium yang dilaluinya. Hubungan antara kedua medan tersebut dinyatakan melalui impedansi magnetotelurik (Z), yang didefinisikan sebagai rasio antara medan listrik dan medan magnet horizontal pada domain frekuensi (Vozoff, 1991):

$$Z = \frac{E}{H} \quad (59)$$

Pada medium tiga dimensi, hubungan tersebut dinyatakan dalam bentuk tensor impedansi:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (60)$$

Keterangan:

$E_x$  dan  $E_y$  : Komponen medan listrik horizontal (V/m)

$H_x$  dan  $H_y$  : Komponen medan magnet horizontal (A/m)

$Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}$  : Elemen tensor impedansi magnetotelurik (Ohm)

Impedansi magnetotelurik merupakan besaran kompleks yang memiliki amplitudo dan fase. Nilai impedansi ini digunakan untuk menghitung resistivitas semu dan fase, yang kemudian diinversi untuk memperoleh model resistivitas bawah permukaan. Pada medium satu dimensi (1D), komponen diagonal  $Z_{xx}$  dan  $Z_{yy}$  bernilai nol sehingga impedansi magnetotelurik dapat dinyatakan sebagai berikut (Cagniard, 1953):

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{E_y} \quad (61)$$

$$Z_{yx} = -\frac{E_y}{H_x} \quad (62)$$

Karena medan elektromagnetik bersifat harmonik, maka impedansi merupakan bilangan kompleks yang terdiri atas bagian real dan imajiner sehingga dapat dituliskan:

$$Z = Re(Z) + iIm(Z) \quad (63)$$

Keterangan:

$Re(Z)$  : Bagian real impedansi

$iIm(Z)$  : Bagian imajiner impedansi

$$i = \sqrt{-1}$$

Untuk medium homogen isotropik, penyelesaian Persamaan Maxwell menghasilkan hubungan antara impedansi dan resistivitas (Cagniard, 1953):

$$Z = \sqrt{i\omega\mu\rho} \quad (64)$$

Keterangan:

$\rho$  : Resistivitas medium (Ohm-m)

- $\omega$  : Frekuensi sudut (rad/s)  
 $\mu$  : Permeabilitas magnetik (H/m)

Berdasarkan hubungan tersebut maka diperoleh persamaan resistivitas:

$$\rho = \frac{|Z|^2}{\omega\mu} \quad (65)$$

$$\rho_a = \frac{|Z|^2}{\omega\mu} \quad (66)$$

Keterangan:

- $\rho$  : Resistivitas medium (Ohm-m)  
 $\omega$  : Frekuensi sudut (rad/s)  
 $\mu$  : Permeabilitas magnetik (H/m)  
 $\rho_a$  : Resistivitas semu (Ohm-m)

Berdasarkan Persamaan kedua, karena bumi tersusun atas lapisan dengan resistivitas yang bervariasi, nilai resistivitas yang diperoleh dari impedansi bukan merupakan resistivitas sebenarnya, melainkan resistivitas semu (apparent resistivity). Selain amplitudo, impedansi juga memiliki informasi fase yang menunjukkan hubungan keterlambatan antara medan listrik dan medan magnet. Dalam bentuk polar, impedansi dapat ditulis sebagai berikut (Chave & Jones, 2012):

$$Z = |Z|e^{i\phi} \quad (67)$$

Keterangan:

- $|Z|$  : Amplitudo impedansi  
 $\phi$  : Fase impedansi

Nilai fase dihitung dari perbandingan bagian imajiner dan bagian real impedansi:

$$\phi = \tan^{-1} \left( \frac{Im(Z)}{Re(Z)} \right) \quad (68)$$

Keterangan:

- $|Z|$  : Amplitudo impedansi  
 $\phi$  : Fase impedansi

Fase memberikan informasi mengenai sifat konduktivitas bawah permukaan dan sangat membantu dalam membedakan perubahan resistivitas antar lapisan. Pada medium homogen, fase teoritis bernilai sekitar  $45^\circ$ . Nilai fase yang lebih besar atau lebih kecil dari  $45^\circ$  menunjukkan adanya perubahan resistivitas terhadap kedalaman (Simpson & Bahr, 2005).

### 3.15 *Skin Depth*

*Skin depth* merupakan jarak peredaman gelombang elektromagnetik di medium yang bersifat homogen dengan menggambarkan sejauh mana sinyal elektromagnetik mampu menembus ke dalam bumi sebelum mengalami pelemahan yang signifikan. Nilai *skin depth* dipengaruhi oleh besar nilai permeabilitas, medium, tahanan jenis (resistivitas), dan frekuensi gelombang elektromagnetik yang merambat melalui medium. Nilai *skin depth* dimanfaatkan untuk mengestimasi kedalaman penetrasi atau kemampuan gelombang elektromagnetik dalam menyelidiki dan meresap ke dalam medium bawah permukaan. Semakin tinggi frekuensi yang digunakan, maka penetrasi yang dihasilkan akan semakin dangkal. Sebaliknya, semakin rendah frekuensi yang digunakan, gelombang elektromagnetik akan menembus kedalaman yang dalam. Selain itu juga, tingkat kedalaman penetrasi sangat dipengaruhi oleh nilai resistivitas batuan, karena lapisan dengan resistivitas yang rendah bersifat lebih konduktif sehingga mampu mengalirkan arus listrik dibandingkan dengan lapisan yang bersifat resistif. Lapisan dengan resistivitas yang tinggi memungkinkan gelombang elektromagnetik menjangkau kedalaman yang besar. Apabila lapisan bawah permukaan dengan nilai resistivitas rendah, maka kedalaman penetrasi yang diperoleh cenderung dangkal. Pada metode magnetotelurik, persamaan *skin depth* dirumuskan sebagai berikut:

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu}} \quad (69)$$

$$\delta = (\pi f \mu \sigma)^{-1/2} \quad (70)$$

$$\delta \cong 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (71)$$

Keterangan:

- $\delta$  : *Skin depth* (m)  
 $\rho$  : Resistivitas (ohm-m)  
 $\sigma$  : Konduktivitas (S/m)  
 $\omega$  : Frekuensi sudut (rad/s) ( $\omega = 2\pi f$ )  
 $f$  : Frekuensi (Hz)  
 $\mu = \mu_0$  : Permeabilitas magnetik (H/m) ( $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{Hm}^{-1}$ )

### 3.16 Transformasi Fourier

Transformasi Fourier adalah suatu fungsi matematis yang digunakan untuk mengubah sinyal dari domain waktu menjadi domain frekuensi, sehingga karakteristik frekuensi dari sinyal tersebut dapat dianalisis. Transformasi ini dapat dinyatakan dengan Persamaan 69 (Simpson & Bahr, 2005):

$$x(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-i\omega t} dt \quad (72)$$

Keterangan:

- $x(\omega)$  : Representasi sinyal pada domain frekuensi  
 $x(t)$  : Sinyal asli pada domain waktu  
 $dt$  : Elemen diferensial waktu  
 $\omega$  : Fungsi gelombang pada domain frekuensi  
 $t$  : Fungsi gelombang pada domain waktu

### 3.17 Robust processing

*Robust processing* merupakan metode pengolahan data yang menerapkan pembobotan interatif terhadap residual untuk menentukan dan mengurangi pengaruh data yang menyimpang akibat *noise*. Teknik ini memanfaatkan kontribusi dari setiap pengukuran secara individual guna menurunkan bobot data *outlier* pada iterasi berikutnya. *Outlier* didefinisikan sebagai data yang memiliki nilai menyimpang secara signifikan dari nilai rata-rata atau pola umum dalam suatu kumpulan data. Nilai yang menyimpang secara signifikan ini dikategorikan sebagai *noise*. Proses *robust processing* berfungsi sebagai tahap penyaringan (*noise filtering*) awal pada pengolahan data magnetotelurik.

### 3.18 Seleksi *Crosspower*

Seleksi *Crosspower* dilakukan melalui proses penyuntingan (*editing*) data MT yang telah melewati tahap *robust processing*. Proses seleksi ini dapat dilakukan secara otomatis maupun manual. Seleksi *Crosspower* secara manual dilakukan dengan mengaktifkan atau menonaktifkan data tertentu untuk memperoleh kombinasi data yang paling sesuai. Tahapan ini bertujuan agar tren kurva yang dihasilkan menjadi lebih konsisten dan rasional, karena mengurangi adanya perubahan mendadak, khususnya pada data frekuensi rendah. Seleksi dilakukan terhadap seluruh data pada setiap frekuensi sehingga diperoleh kurva *apparent resistivity* dan *phase* yang berkualitas.

### 3.19 Koreksi *Static shift*

Dalam metode magnetotelurik, terdapat dua mode pengukuran yang umum digunakan pada tahap awal interpretasi maupun pemodelan, yaitu *Transverse Electric* (TE) dan *Transverse Magnetic* (TM). Mode TE merepresentasikan komponen medan listrik atau *E-polarization*. Mode TM menggambarkan komponen medan magnet atau *B-polarization*. Secara ideal, kurva hasil pengukuran pada mode TE dan TM akan saling berimpit. Namun, dalam banyak kasus kedua kurva tersebut tidak berimpit akibat adanya kondisi *shifting*. Fenomena ini dapat menyebabkan nilai tahanan jenis lapisan batuan terinterpretasi tidak mencerminkan kondisi sebenarnya. Oleh karena itu, diperlukan proses koreksi manual pada titik-titik tertentu pada kurva TE dan TM untuk mendekatkan keduanya ke respon yang representatif. Kondisi ini umumnya dipengaruhi oleh efek topografi serta heterogenitas lapisan permukaan (Simpson dan Bahr, 2005).

### 3.20 Pemodelan Inversi

Pemodelan atau data fitting merupakan suatu proses yang mencocokkan respon model dengan data hasil observasi lapangan. Namun, pemodelan ini memiliki sifat ketidakunikan (*non uniqueness*) yang disebabkan oleh karakteristik fisik fenomena terkait, adanya gangguan atau *noise* pada data, serta keterbatasan data dalam menentukan solusi yang pasti. Secara teknis, pemodelan memanfaatkan pendekatan matematika dan statistika untuk mengestimasi sebaran properti fisis batuan.

## IV. METODOLOGI PENELITIAN

### 4.1 Waktu dan Tempat Penelitian

Pelaksanaan penelitian ini dilakukan dalam rentang waktu serta lokasi sebagai berikut:

Waktu : Januari 2026 – Mei 2026

Lokasi : Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika (PPDG),  
Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung

Alamat : Jl. Prof. Dr. Sumantri Brojonegoro No. 1, Gedong Meneng, Kec.  
Rajabasa, Kota Bandar Lampung, Lampung 35141

Rincian jadwal kegiatan penelitian selengkapnya disajikan pada Tabel 9.

### 4.2 Alat dan Bahan

Rincian alat dan bahan yang digunakan selama penelitian tercantum pada Tabel 8.

Tabel 8. Alat dan bahan penelitian

No.	Alat dan Bahan	Fungsi
1	Data Gayaberat pengukuran lapangan dan data gayaberat GGMPPlus	Sebagai data yang digunakan dalam penelitian ini
2	Data time series dan kalibrasi data magnetotelurik	Sebagai data sekunder pengukuran langsung yang digunakan pada penelitian ini
3	Peta Geologi Regional	Referensi geologi daerah penelitian
4	Data SHP Provinsi Sulawesi Selatan	Data untuk membuat peta administrasi daerah penelitian

No.	Alat dan Bahan	Fungsi
5	Data DEM SRTM 30m Sulawesi Selatan	Sebagai data topografi daerah penelitian
6	Laptop	<i>Hardware</i> pengolahan data
7	<i>Software</i> Microsoft Word	Untuk menyusun penulisan laporan Tugas Akhir
8	<i>Software</i> Microsoft Excel	Untuk melakukan perhitungan koreksi-koreksi data gayaberat
9	<i>Software</i> Oasis Montaj 8.4	Untuk melakukan koreksi medan data gayaberat
10	<i>Software</i> Surfer 16	Untuk meng <i>gridding</i> data dan membuat kontur peta
11	<i>Software</i> Numeri	Untuk melakukan Transformasi Fourier dalam analisis spektrum
12	<i>Software</i> Gav3D	Untuk pemodelan dan inversi 3D data gayaberat
13	<i>Software</i> ArcMap 10.4.1	Untuk membuat peta administrasi daerah penelitian
14	<i>Software</i> Global Mapper	Untuk melakukan pengolahan koreksi medan dalam penentuan regional dan lokal daerah penelitian
15	<i>Software</i> SSMT2000	Untuk mengubah data input berupa <i>time series</i> hasil pengukuran lapangan menjadi frekuensi <i>series</i>
16	<i>Software</i> MT Editor	Untuk menganalisa kurva resistivitas semu ( <i>apparent resistivity</i> ) dan <i>phase</i> serta melakukan seleksi <i>cross power</i>
17	<i>Software</i> WinGlink	Untuk melakukan koreksi <i>static shift</i> dan pemodelan inversi 2D magnetotelurik

Tabel 9. Jadwal kegiatan tugas akhir

No	Kegiatan	Januari				Februari				Maret				April				Mei				Juni
		1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1
1	Studi Literatur	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
2	Pengolahan Data	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■				
3	Penyusunan Laporan Usul			■	■	■	■															
4	Bimbingan Seminar Usul			■	■	■	■															
5	Seminar Usul							■														
6	Penyusunan Draf Hasil								■	■	■	■	■	■	■	■	■	■				
7	Bimbingan Hasil								■	■	■	■	■	■	■	■	■	■				
8	Seminar Hasil																			■		
9	Revisi Hasil																				■	
10	Sidang Komprehensif																				■	

### 4.3 Prosedur Penelitian

#### 4.3.1 Prosedur Pengolahan Data Gayaberat

##### 4.3.1.1 Koreksi Data Gayaberat

Data gayaberat yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari data sekunder hasil pengukuran lapangan dan data satelit GGMplus. Data sekunder hasil pengukuran lapangan didapatkan dari Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi (PSDMBP), sedangkan data satelit diperoleh dari website resmi BGI Curtin GGMPlus melalui <https://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/GGMplus/data/>. Data gayaberat ini terdiri dari data titik pengukuran, koordinat titik pengukuran, waktu pengukuran, nilai bacaan alat, nilai koreksi tidal, dan nilai gravitasi/gayaberat observasi relatif, serta nilai ketinggian setiap titik pengukuran, sehingga masih perlu dilakukan koreksi gayaberat. Sedangkan, data satelit telah tersedia dalam bentuk gayaberat observasi (Gobs). Hasil akhir setelah dilakukannya koreksi-koreksi data gayaberat yaitu nilai *Complete Bouguer Anomaly* (CBA). Dalam tahapan pengolahan data gayaberat untuk mendapatkan nilai *Complete Bouguer Anomaly* terdapat perbedaan tahapan koreksi yang dilakukan. Data gayaberat pengukuran lapangan memerlukan koreksi pasang surut, koreksi *drift*, koreksi udara bebas, koreksi Bouguer, dan koreksi medan, sedangkan data GGMplus hanya dilakukannya koreksi udara bebas, koreksi Bouguer dan koreksi medan. Data gayaberat lapangan memiliki resolusi dan akurasi yang lebih tinggi sehingga lebih mampu merepresentasikan kondisi geologi bawah permukaan secara detail. Sedangkan, data GGMplus memiliki keunggulan dalam cakupan area yang luas dan kemudahan akses, namun memiliki keterbatasan dalam resolusi dan akurasi, terutama untuk identifikasi struktur dangkal. Dengan demikian, pada penelitian ini dilakukan perbandingan antara data gayaberat pengukuran lapangan dan data GGMplus, untuk menentukan data yang paling representatif terhadap kondisi geologi daerah penelitian sebelum dilakukan pemodelan.

##### 4.3.1.2 Analisis Spektrum

*Complete Bouguer Anomaly* merupakan nilai percepatan gayaberat total yang disebabkan oleh densitas atau rapat massa di bawah permukaan bumi yang telah terkoreksi. *Complete Bouguer Anomaly* masih mengandung dua jenis pengaruh

yaitu anomali regional dan anomali residual sehingga perlu dilakukannya analisis spektrum. Analisis ini digunakan dalam penentuan lebar jendela pada pemisahan anomali dengan filter *moving average*. Pada analisis spektrum ini dilakukan proses Transformasi Fourier yang mengubah domain jarak menjadi domain frekuensi dengan menggunakan *software* Numeri. Hasil dari Transformasi Fourier yang telah dilakukan, maka didapatkan nilai real, imajiner, dan frekuensi. Kemudian dilakukan perhitungan Amplitudo (A), Ln A, dan Bilangan Gelombang (K) untuk mendapatkan kurva Ln dan K menggunakan Microsoft Excel. Kurva Ln dan K dibuat dengan memplot setengah jumlah data nilai K terhadap Ln A. Penentuan batas anomali Bouguer regional dan residual dilakukan dengan mengamati pola trend atau kemiringan kurva Ln dan K. Data regional diidentifikasi sebagai komponen frekuensi rendah, sedangkan data residual diidentifikasi sebagai komponen frekuensi tinggi. Setelah dilakukannya penentuan batas anomali Bouguer maka dilakukannya perhitungan untuk mendapatkan nilai estimasi kedalaman serta lebar jendela. Pemisahan anomali menggunakan filter *moving average* dilakukan dengan menghitung nilai rata-rata lebar jendela pada setiap lintasan yang dilakukan analisis spektrum. Selanjutnya pemisahan anomali regional dilakukan menggunakan *software* Surfer melalui *tools grid>filter>moving average* dengan memasukkan nilai lebar jendela yang telah didapatkan dari perhitungan pada kurva Ln dan K. Hasil *grid* dari pemisahan anomali regional tersebut kemudian digunakan untuk mengurangi *grid Complete Bouguer Anomaly* (CBA) dengan bantuan *tools grid math* pada *software* Surfer sehingga diperoleh *grid* anomali residual.

#### **4.3.1.3 Pemodelan 3D Inversi**

Pemodelan 3D inversi pada penelitian ini menggunakan *software* Gav3D. Data yang digunakan untuk melakukan pemodelan inversi adalah data *Complete Bouguer Anomaly* data GGMPlus, data topografi, dan data *mesh*. Dalam *software* Gav3D terdapat 3 program terintegrasi yaitu gmData Viewer, *Mesh Tools3D*, dan Gav3D-gui. Hasil pemodelan selanjutnya divalidasi dengan geologi, struktur, stratigrafi daerah penelitian. Data hasil pengukuran gravitasi terlebih dahulu diberi nilai *error* menggunakan perangkat lunak gmDataViewer, di mana nilai *error*

tersebut dianggap sebagai *noise* pada data pengukuran. Jika data anomali gayaberat dianggap memiliki tingkat *noise* yang rendah, maka nilai *error* yang diinputkan relatif kecil. Selanjutnya, ukuran *mesh* ditentukan sesuai dengan luas daerah penelitian menggunakan program *MeshTools3D*. Data anomali gayaberat dan *mesh* kemudian diinput ke dalam program *Gav3D-gui* untuk dilakukan proses inversi.

### **4.3.2 Prosedur Pengolahan Data Magnetotelurik**

#### **4.3.2.1 Data Magnetotelurik**

Data magnetotelurik yang digunakan dalam penelitian ini yaitu data sekunder dari Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panasbumi, Bandung. Lokasi survei magnetotelurik berada di Panasbumi Masepe, Sulawesi Selatan yang berada pada sistem koordinat UTM, zona 50S. Data magnetotelurik yang diberikan berupa satu lintasan dengan jumlah titik sebanyak 9 titik. Data magnetotelurik yang diberikan masih dalam format *time series* sehingga perlu dilakukan beberapa tahapan pengolahan.

#### **4.3.2.2 Transformasi Fourier**

Transformasi Fourier merupakan operasi matematis yang digunakan pada proses pengubahan sinyal dalam domain jarak menjadi domain frekuensi. Penginputan data berbentuk *time series* dengan format \*.TBL, \*TS, \*CLC, dan \*CLB yang diolah menggunakan *software* SSMT2000. Data *time series* ditransformasikan ke dalam bentuk *frequency series*.

#### **4.3.2.3 Robust Processing**

Setelah data dikonversi menjadi domain frekuensi, maka selanjutnya dilakukan pengaturan parameter data yang akan digunakan atau *robust processing*. *Robust processing* merupakan tahapan pengolahan data yang bertujuan untuk menghilangkan nilai-nilai yang menyimpang jauh (*outlier*), sehingga dapat meminimalkan pengaruh data yang mengandung *noise* tinggi. *Robust processing* dilakukan dengan menggunakan *software* SSMT2000. Parameter yang perlu diatur pada tahap ini meliputi rentang frekuensi yang digunakan, parameter *crosspower*, jenis referensi (data lokal atau data remote), serta parameter robust yang mencakup

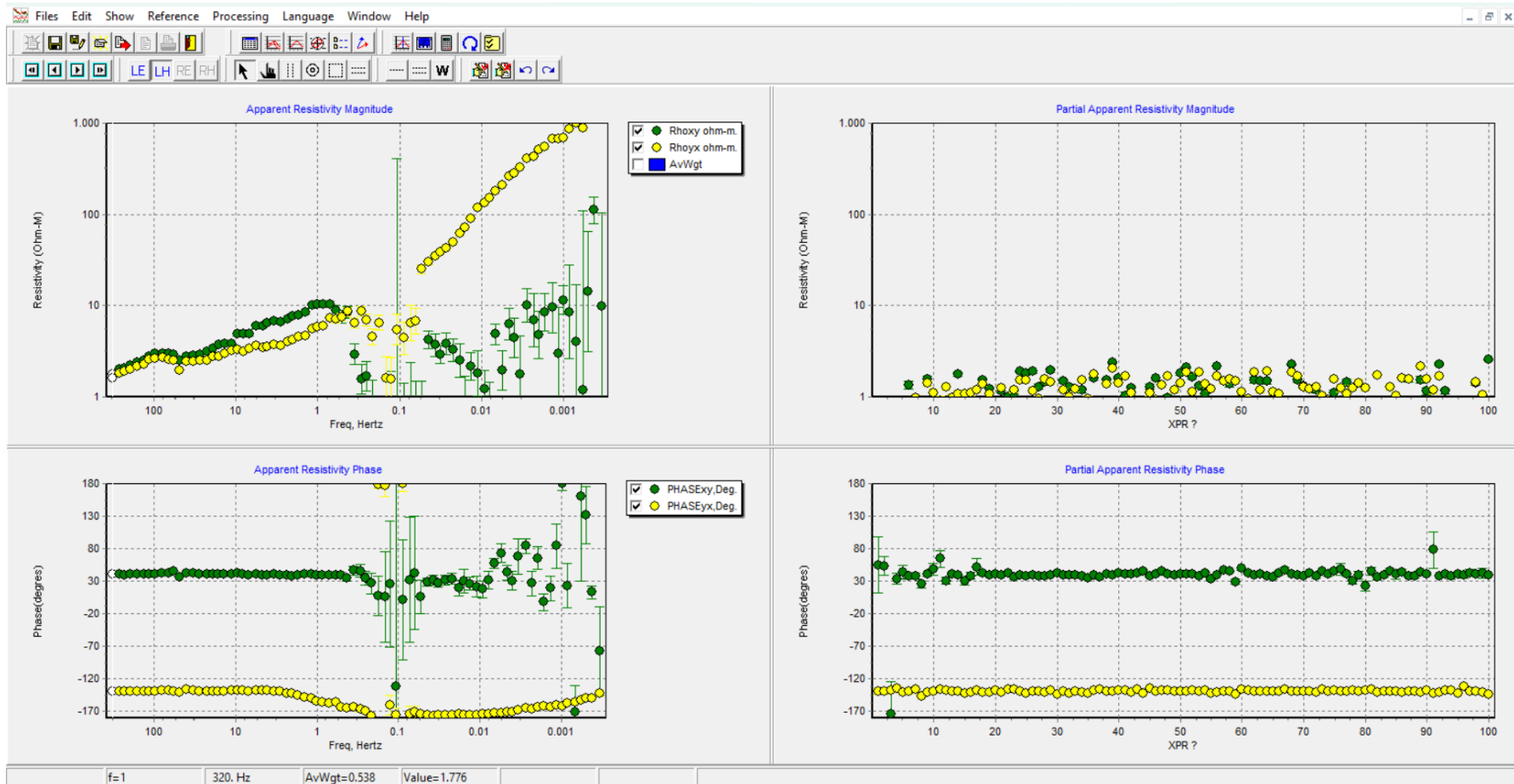
pengaturan koherensi dan variasi nilai resistivitas. Hasil akhir dari *robust processing* yaitu didapatkan data dalam bentuk \*.MTH dan \*.MTL. Data dalam bentuk ini yang nanti akan diolah selanjutnya di *software* MT Editor.

#### 4.3.2.4 Seleksi *Crosspower*

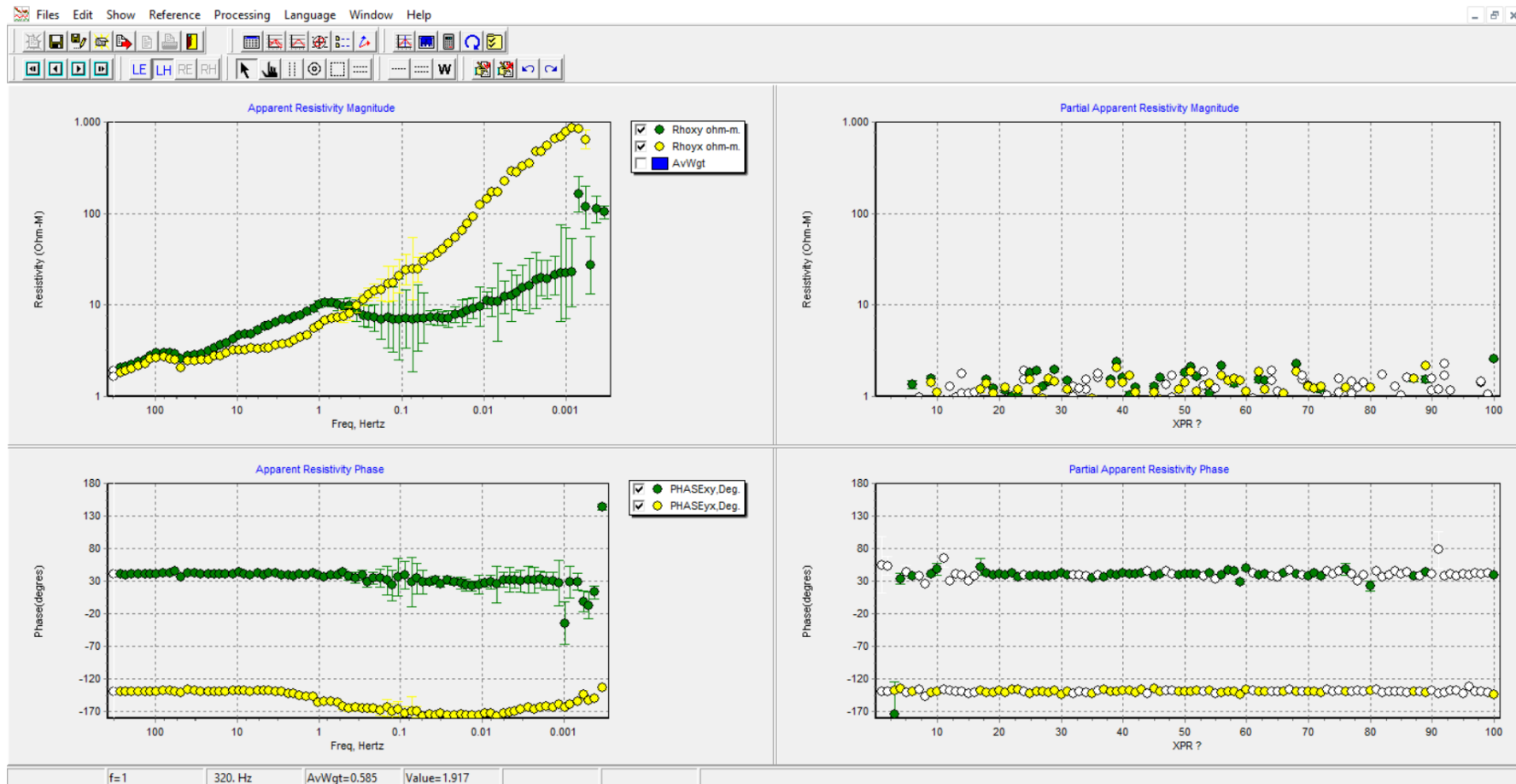
Data magnetotelurik kemudian dibuka pada *software* MT Editor untuk dilakukannya *crosspower*. *Crosspower* yakni kumpulan data parsial yang berupa pasangan nilai resistivitas dan *phase* di frekuensi yang sama. Seleksi *crosspower* dilakukan untuk menyaring dan untuk memilih data yang paling representatif sehingga tren kurva resistivitas dan *phase* yang dihasilkan menjadi lebih halus (*smooth*) dan berkualitas baik. Jumlah *crosspower* yang digunakan mempengaruhi banyaknya data parsial, di mana semakin banyak *crosspower* yang diterapkan, maka pembagian data resistivitas dan *phase* akan semakin rinci. Hasil dari *robust processing* dibuka pada *software* MT Editor (Gambar 18) untuk dilakukannya *crosspower*. Setelah data sudah cukup *smooth* seperti Gambar 19 maka data *crosspower* diekspor dalam bentuk file Edi.

#### 4.3.2.5 Koreksi *Static shift*

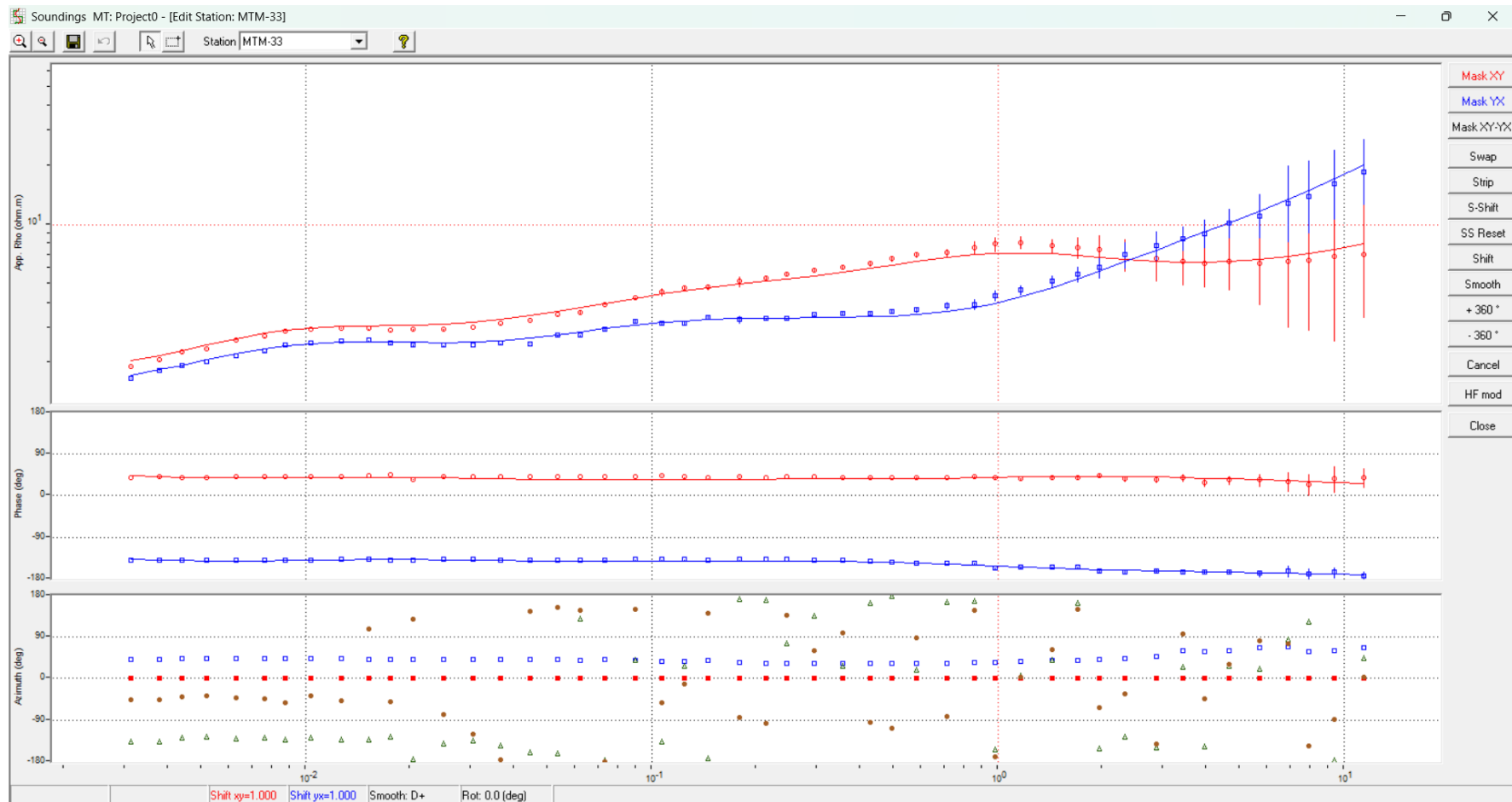
Kurva resistivitas yang telah melewati tahap seleksi *crosspower* relatif telah bebas dari pengaruh *noise*. Namun, kurva tersebut masih dipengaruhi oleh efek *static shift*. *Static shift* merupakan distorsi pada kurva resistivitas semu akibat adanya heterogenitas lapisan dangkal di dekat permukaan. Efek ini menyebabkan terjadinya pergeseran vertikal pada kurva resistivitas semu tanpa mempengaruhi nilai fase. Koreksi *static shift* dilakukan menggunakan *software* WinGlink melalui menu *sounding* kemudian memilih fitur *S-Shift*. Pada kondisi ideal, kurva resistivitas mode TE dan TM memiliki pola respon yang relatif serupa. Akan tetapi, pada data lapangan sering dijumpai adanya pergeseran antar kurva akibat pengaruh *static shift*, sehingga nilai tahanan jenis batuan dapat terinterpretasi lebih tinggi atau lebih rendah dari kondisi sebenarnya. Berdasarkan hasil koreksi, kurva resistivitas mode TE dan TM menjadi lebih konsisten dan menunjukkan respon bawah permukaan yang lebih representatif. Selain itu, nilai fase relatif tidak mengalami perubahan yang signifikan seperti pada Gambar 20.



Gambar 18. Tampilan hasil dari *robust processing*



Gambar 19. Tampilan setelah dilakukan *crosspower*



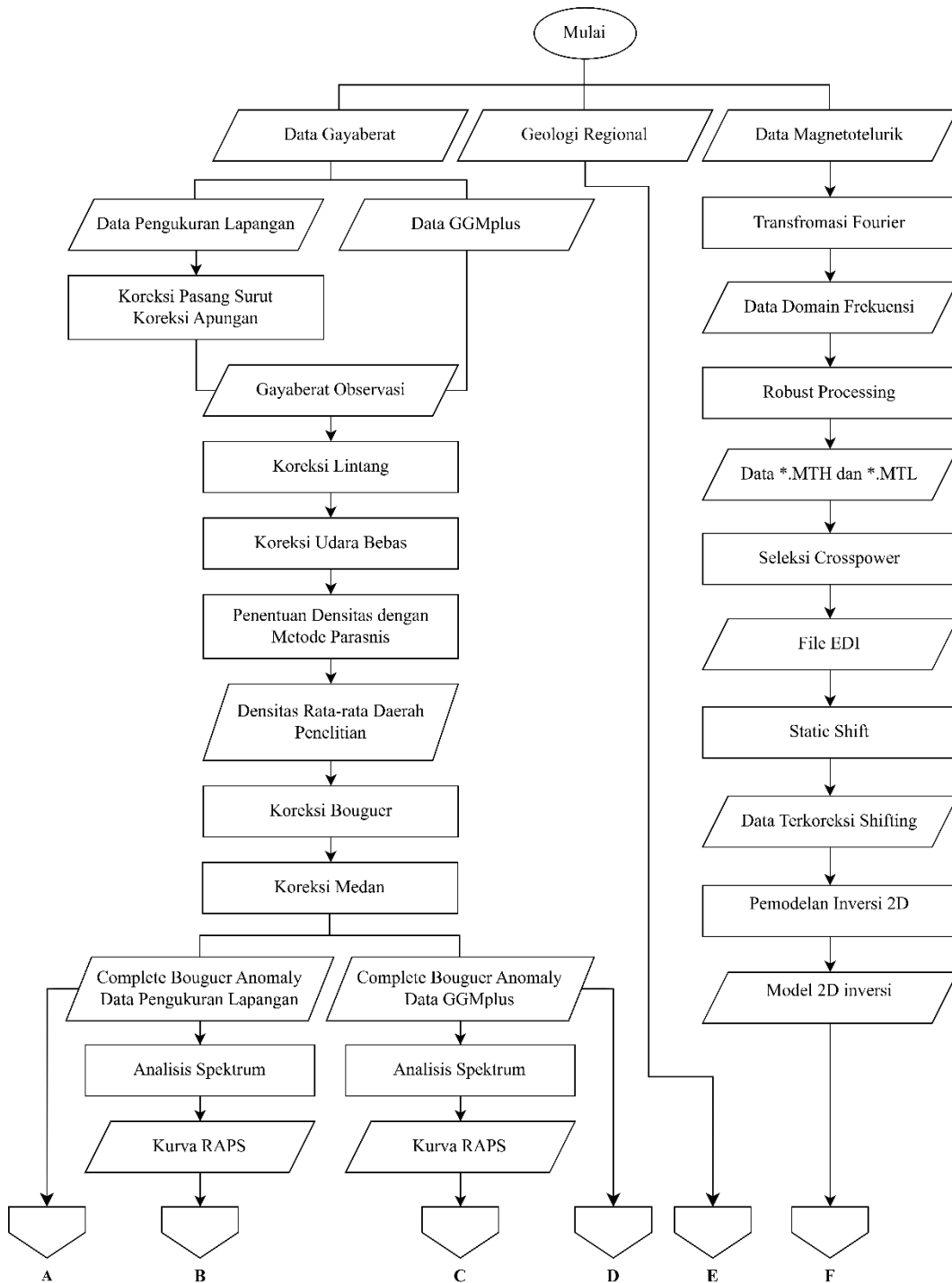
Gambar 20. Tampilan setelah dilakukan *static shift*

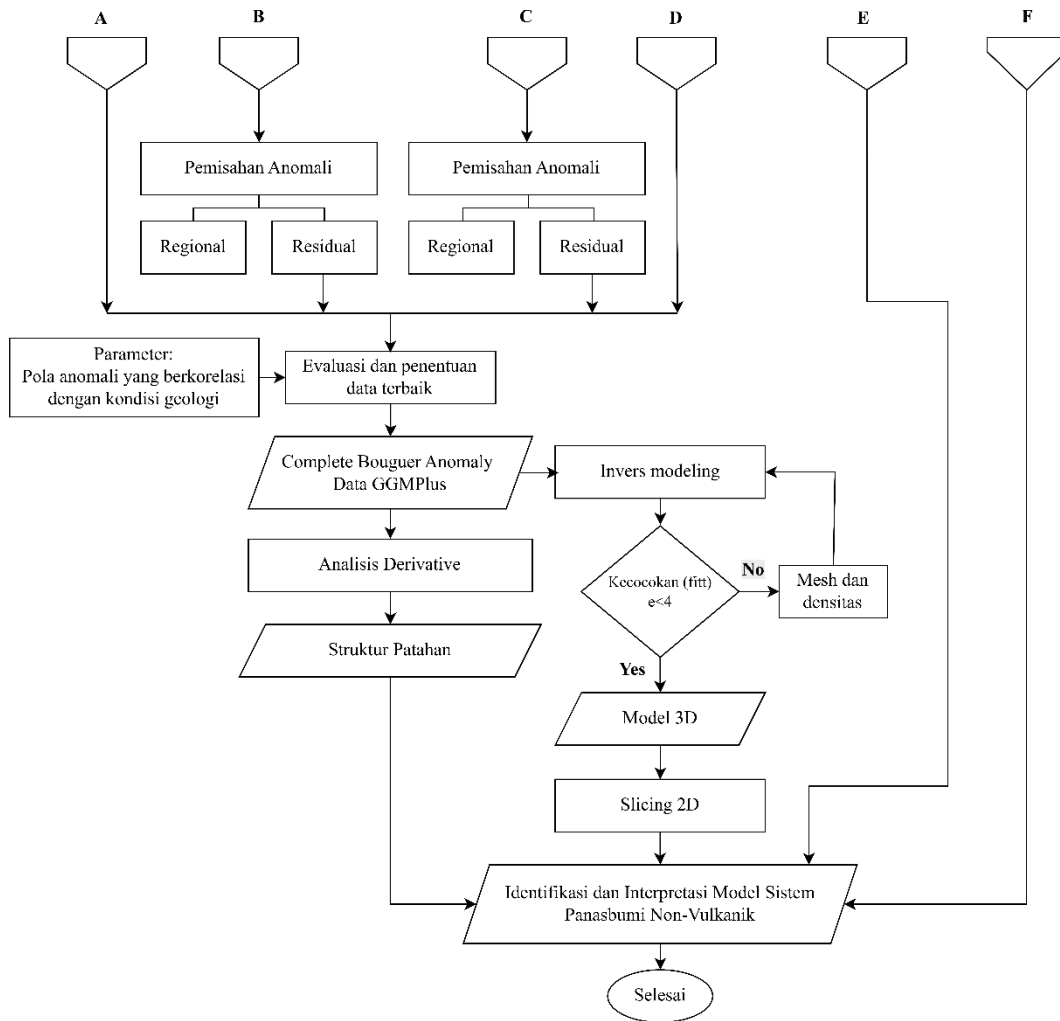
#### 4.3.2.6 Pemodelan Inversi 2D

Sebelum dilakukan inversi 2D, terlebih dahulu dibuat pemodelan *pseudosection* untuk setiap lintasan. Pemodelan *pseudosection* menampilkan sebaran beberapa titik *sounding* dalam satu lintasan, dengan sumbu horizontal merepresentasikan posisi titik *sounding* dan sumbu vertikal menunjukkan periode. Tahap selanjutnya adalah pemodelan inversi 2D data magnetotelurik. Data setiap lintasan yang telah melalui tahap pengolahan sebelumnya kemudian diproses menggunakan *software* WingLink. Proses diawali dengan pembuatan model awal inversi menggunakan sistem *meshgrid*, sehingga diperoleh kurva magnetotelurik yang telah dikoreksi terhadap efek statik. Kemudian dilakukan inversi magnetotelurik dua dimensi. Setelah proses iterasi selesai, dilakukan pengaturan batas sumbu horizontal dan vertikal sesuai kebutuhan. Hasil akhir berupa model inversi 2D untuk mode invarian, TE, dan TM.

#### 4.4 Diagram Alir

Diagram alir yang memuat rangkaian tahapan penelitian disajikan sebagai berikut:





Gambar 21. Diagram alir penelitian

## VI. KESIMPULAN DAN SARAN

### 6.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian yang telah dilakukan, maka diperoleh beberapa kesimpulan sebagai berikut:

1. Data GGMPPlus dan data lapangan menunjukkan pola anomali yang serupa, sehingga keduanya konsisten merepresentasikan kondisi regional. Namun, data GGMPPlus dipilih sebagai data utama karena memiliki cakupan luas dan distribusi yang lebih merata, sedangkan data lapangan digunakan sebagai kontrol lokal.
2. Berdasarkan kurva SVD dan FHD lintasan 1 yang berarah barat-timur daerah penelitian diprediksi terdapat 4 zona patahan yaitu pada titik A dan B didapatkan patahan naik sedangkan titik C dan D didapatkan patahan turun. Sedangkan lintasan 2 teridentifikasi terdapat 6 zona patahan dengan arah *slicing* lintasan berarah selatan-barat daya daerah penelitian. Teridentifikasi patahan turun pada titik A, E, dan F, untuk patahan naik teridentifikasi pada titik B, C, dan D.
3. Hasil inversi model 3D data gayaberat menunjukkan sebaran densitas daerah penelitian dengan rentang densitas sebesar 1.82 sampai dengan 2.64 g/cc dan kedalaman 3 km di bawah permukaan. Model 3D gayaberat menunjukkan geometri berbentuk cekungan yang semakin dalam ke arah tengah hingga timur penampang. .
4. Hasil inversi data magnetotelurik terlihat adanya variasi sebaran resistivitas berada direntang nilai 0 - 500 ohm-m. Resistivitas rendah dengan rentang nilai 0 - 10 ohm-m yang diindikasikan zona cekungan sedimen yang berada pada kedalaman 0 - 2000 meter. Zona resistivitas sedang sebagai reservoir panas bumi, serta zona resistivitas tinggi yang diinterpretasikan sebagai batuan dasar (*basement*).

5. Berdasarkan korelasi hasil inversi 3D gayaberat dan inversi data magnetotelurik, sistem panas bumi daerah penelitian diinterpretasikan sebagai sistem panas bumi non vulkanik tipe cekungan sedimen. Model menunjukkan adanya zona densitas rendah dan resistivitas sedang yang diindikasikan sebagai reservoir panas bumi, serta zona densitas dan resistivitas tinggi yang diinterpretasikan sebagai batuan dasar (*basement*). Struktur patahan yang teridentifikasi dari analisis *derivative* diduga berperan sebagai jalur migrasi fluida hidrotermal sekaligus pengontrol pembentukan cekungan sedimen.

## 6.2 Saran

Hasil penelitian yang telah dilakukan, diketahui bahwa daerah panas bumi Masepe merupakan sistem panasbumi non vulkanik bertipe cekungan sedimen, maka pada penelitian selanjutnya disarankan menggunakan metode seismik. Metode seismik dinilai lebih sensitif dalam mengidentifikasi struktur bawah permukaan pada daerah cekungan sedimen, seperti perlapisan batuan dan struktur patahan. Selain itu, integrasi metode seismik dengan data gayaberat dan magnetotelurik diharapkan dapat meningkatkan akurasi interpretasi sistem panasbumi di daerah penelitian.

## DAFTAR PUSTAKA

- Agustiyar, F., Siahaan, B. H. H., Wahyuzar, D., & Wirandoko, H. (2022). Kajian Potensi Panas Bumi Sebagai Renewable Energy dan Pemanfaatannya pada Daerah Prospek Panas Bumi Gunung Telomoyo Magelang. *Jurnal Offshore: Oil, Production Facilities and Renewable Energy*, 6(2), 85–95. <https://doi.org/10.30588/jo.v6i2.1217>
- Anderson, D. N., & Lund, J. W. (Eds.). (1979). *Direct Utilization of Geothermal Energy: A Technical Handbook*. Geothermal Resources Council.
- Anderson, E., Crosby, D., & Ussher, G. (1999). As Plain as the Nose on Your Face: Geothermal Systems Revealed by Deep Resistivity. *21st New Zealand Geothermal Workshop*, 107–112.
- Andrian, J. (2018). *Pemetaan Struktur Basemen Menggunakan Metode Energy Spectral Analysis – Multi Window Test (ESA-MWT) Data Gravitasi Pada Cekungan Sumatera Utara*. Universitas Indonesia.
- Bebout, D. G., Gavenda, V. J., & Gregory, A. R. (1978). *Geothermal Resources, Wilcox Group, Texas Gulf Coast*. U.S. Departement of Energy. [https://books.google.co.id/books?hl=id&lr=&id=yL5mPRQQLXwC&oi=fnd&pg=PA1&dq=Bebout,+D.G.,+Gavenda,+V.J.,+and+Gregory,+A.R.,+1978.+“Geo-thermal+Resources,+Wilcox+Group,+Texas+Gulf+Coast”,+U.S.+Dept.+of+Energy,+contract+No.1+EY-76-S-05-4891,+82p.+Bertani,&ots=hSw8R-iMQR&sig=Dxf3X60MQgJ6CUG7a51ucDO6gDA&redir\\_esc=y#v=onepage&q&f=false](https://books.google.co.id/books?hl=id&lr=&id=yL5mPRQQLXwC&oi=fnd&pg=PA1&dq=Bebout,+D.G.,+Gavenda,+V.J.,+and+Gregory,+A.R.,+1978.+“Geo-thermal+Resources,+Wilcox+Group,+Texas+Gulf+Coast”,+U.S.+Dept.+of+Energy,+contract+No.1+EY-76-S-05-4891,+82p.+Bertani,&ots=hSw8R-iMQR&sig=Dxf3X60MQgJ6CUG7a51ucDO6gDA&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false)
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory In Gravity And Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Bott, M. P. H. (1959). *The Use Of Electronic Digital Computers For The Evaluation*

- Of Gravimetric Terrain Corrections. *Geophysical Prospecting*, 7, 45–54.
- Cagniard, L. (1953). Basic Theory of the Magneto-telluric Method of Geophysical Prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605–635.  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1190/1.1437915>
- Chave, A. D., & Jones, A. G. (2012). *The Magnetotelluric Method*. Cambridge University Press.
- Harjo, T. A. B., Bahri, A. S., & Utama, W. (2017). Identifikasi Zona Alterasi Hidrotermal Songgoriti Batu Menggunakan Metode Time Domain Induced Polarization ( TDIP ). *Teknik ITS*, 6(2), 290–292.  
<https://www.academia.edu/download/69837640/4760.pdf>
- Ismail, N. E. H. (2015). *Gravity And Magnetic Data Reduction Software (GraMag2DCon) For Sites Characterization*. University Sains Malaysia.
- Joni, W., & Wahyuningsih, R. (2019). Pemodelan Inversi 2-D dan 3D Menggunakan Data Magnetotelurik Daerah Panas Bumi Masepe Kabupaten Sidenreng Rappang Provinsi Sulawesi Selatan. *Buletin Sumber Daya Geologi*, 14(2), 143–155.
- Kane, M. F. (1962). A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer. *Geophysics*, 27(4), 455–462.  
<https://doi.org/10.1190/1.1439044>
- Kasbani. (2009). Tipe Sistem Panas Bumi Di Indonesia dan Estimasi Potensi Energinya. *Buletin Sumber Daya Geologi*, 4(3).
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd.
- Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral. (2024). *Kementerian ESDM Kejar Tambahan 90 MW dari Panas Bumi*. <https://esdm.go.id/id/media-center/arsip-berita/kementerian-esdm-kejar-tambahan-90-mw-dari-panas-bumi->
- Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral. (2025). *Indonesia Siap Jadi Negara Produsen Listrik Panas Bumi Terbesar Dunia*. <https://ebtke.esdm.go.id/artikel/berita/indonesia-siap-jadi-negara-produsen-listrik-panas-bumi-terbesar-dunia>
- Lestari, W., & Irfan, R. (2020). *Pengantar Metode Magnetotelurik: Teori Dan Aplikasi Pada Eksplorasi Panas Bumi (Edisi Revi)*. Penerbit Linda Bestari.

[https://www.google.co.id/books/edition/Pengantar\\_Metode\\_Magnetotelurik/iZQBEEAAQBAJ?hl=id&gbpv=1&dq=metode+magnetotelurik&pg=PR7&printsec=frontcover](https://www.google.co.id/books/edition/Pengantar_Metode_Magnetotelurik/iZQBEEAAQBAJ?hl=id&gbpv=1&dq=metode+magnetotelurik&pg=PR7&printsec=frontcover)

- Longman, I. M. (1959). Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. *Journal of Geophysical Research*, 2351–2355.
- Lund, J. W. (2007). Characteristics, Development and Utilization of Geothermal Resources. *GHC Bulletin*.
- Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System. *Bulletin Geodesique*, 54(3), 395–405.
- Patrio, J., Ramba, P., Sudiana, I. N., & Safiuddin, L. O. (2024). Studi Kajian Literatur : Potensi dan Pemanfaatan Energi Panas Bumi di Indonesia Literature Review Study : Potential and Utilization of Geothermal Energy in Indonesia. *Einstein's: Research Journal of Applied Physics*, 2(2), 28–31.
- Reynolds, J. M. (1998). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons Ltd.
- Risdianto, D., & Soetoyo. (2008). Survei Terpadu Geologi, Geokimia, dan Geofisika Daerah Panas Bumi Masepe, Kabupaten Sidenreng Rappang Sulawesi. *Proceeding Pemaparan Hasil-Hasil Kegiatan Lapangan Dan Non Lapangan*.
- Santoso, D. (2000). *Diktat Kuliah Vulkanologi dan Eksplorasi Geothermal*.
- Sarkowi, M. (2014). *Eksplorasi Gaya Berat*. Graha Ilmu.
- Septiyana, A. M. I. (2009). *Studi Struktur Geologi Volcanic-Geothermal Daerah Sampuraga, Kabupaten Mandailing Natal, Sumatera Utara Berdasarkan Survei Gayaberat*. Universitas Brawijaya.
- Simpson, F., & Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*.
- Sleep, N., & Fujita, K. (1997). *Principles of Geophysics*. Wiley.
- Suharno. (2013). *Eksplorasi Geothermal*. Lembaga Penelitian Universitas Lampung.
- Syukri, M. (2025). *Pengantar Teknik Geofisika* (Rini Safitri (Ed.)). USK Press. [https://www.google.co.id/books/edition/Pengantar\\_Teknik\\_Geofisika/SeRNEQAAQBAJ?hl=id&gbpv=1&dq=metode+magnetotelurik&pg=PA205&printsec=frontcover](https://www.google.co.id/books/edition/Pengantar_Teknik_Geofisika/SeRNEQAAQBAJ?hl=id&gbpv=1&dq=metode+magnetotelurik&pg=PA205&printsec=frontcover)

- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics Second Edition*. Cambridge University Press.
- Tenzer, H. (2001). Development of Hot Dry Rock Technology. *Geo-Heat Center Quarterly Bulletin*, 22(4), 14–22.
- Tim Survei Terpadu. (2008). *Survei Terpadu Geologi, Geokimia, dan Geofisika Daerah Panas Bumi Masepe Kabupaten Sidenreng Rappang*.
- Tim Survei Terpadu Wilayah Masepe. (2008). *Survei Terpadu Geologi, Geokimia Dan Geofisika Daerah Panas Bumi Masepe, Kabupaten Sidenreng Rappang (Sidrap), Sulawesi Selatan*.
- Untung, M. (2001). *Dasar - Dasar Magnet Dan Gayaberat Serta Beberapa Penerapannya*. Himpunan Ahli Geofisika Indonesia. <https://www.hagi.or.id/wp-content/plugins/pdfjs-viewer-shortcode/pdfjs/web/viewer.php?file=/wp-content/uploads/2021/03/DASAR-DASAR-MAGNET-DAN-GAYA-BERAT.pdf&dButton=false&pButton=false&oButton=false&sButton=true>
- Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R., Anderson, E., & Zealand, N. (2000). Understanding the Resistivities Observed in Geothermal System. *Proceedings World Geothermal Congress 2000 Kyushu*, 1915–1920.
- Vozoff, K. (1991). The Magnetotelluric Method. In M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics* (pp. 1943–1961). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/https://doi.org/10.1190/1.9781560802686.ch8>
- White, D. E., Muffler, L. J. P., & Truesdell, A. H. (1971). Vapor-Dominated Hydrothermal Systems Compared with Hot-Water Systems. *Economic Geology*, 66, 75–97.
- Widodo, S., & Zarkasy, A. (2008). Anomali Prospek Panas Bumi Daerah Masepe Kabupaten Sidenreng Rappang , Sulawesi Selatan Berdasarkan Survei Geolistrik Dan Headon. *Proceeding Pemaparan Hasil-Hasil Kegiatan Lapangan Dan Non Lapangan*.
- Wijayanti, M. D. (2023). *Energi Panas Bumi*. Bumi Aksara. <https://books.google.co.id/books?id=H4zOEAAAQBAJ&lpg=PP1&hl=id&pg=PR2#v=onepage&q&f=false>