PEMODELAN DAN ANALISIS STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN DAERAH PANASBUMI WAE SANO BERDASARKAN METODE GAYABERAT DAN AUDIO MAGNETOTELURIK (AMT)

(Skripsi)

Oleh

RINALDI OKKA SAPUTRA AHZA

KEMENTRIAN RISET TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2019

ABSTRACT

MODELING AND ANALYSIS OF SUBSURFACE STRUCTURE OF WAESANO AREA BASED ON GRAVITY AND AUDIO MAGNETOTELURIC (AMT) METHODS

By

RINALDI OKKA SAPUTRA AHZA

The Waesano geothermal area in the West Manggarai Regency of East Nusa Tenggara Province is a quaternary volcanic system which is thought to still have the potential of volcanic activity buried in Sano Nggoang Crater. In this study, a complete Bouguer anomaly map was used as well as a type of prisoner distribution map obtained from re-digitizing the results of the PSG proceedings. The research area has a Bouguer anomaly between 76 mGal up to 112 mGal. To determine the presence of fault structures in the study area, Second Vertical Derivative (SVD) filtering was carried out on Bouguer and Residual anomalies maps. The fault structure pattern is indicated by a zero value contour and flanked by high and low contours. The 3D inversion results of residual anomalies in the study area have a density range of 2,182 grams / cc up to 2,382 grams / cc. The zone that is suspected as a reservoir has a density contrast of 2.1 grams / cc to 2.27 grams / cc with a depth of 1500 meters. The results of the AMT survey in the study area have a range of resistivity values ranging from 1 ohm-m to 609 ohm-m. Low resistivity distribution <20 ohm-m found in the southwest is thought to be a rock layer that functions as a clay cap from the Waesano geothermal system which has a depth of up to 1000 meters. The Waesano geothermal prospect areas are in the southwestern part of the gravity survey area and AMT. This is supported by the delineation of low density values and low type resistances.

Keywords: Waesano Geothermal, Gravity, Audio Magnetotelurik, Manggarai West, East Nusa Tenggara

ABSTRAK

PEMODELAN DAN ANALISIS STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN DAERAH PANASBUMI WAESANO BERDASARKAN METODE GAYABERAT DAN AUDIO MAGNETOTELURIK (AMT)

Oleh

RINALDI OKKA SAPUTRA AHZA

Daerah panasbumi Waesano di kabupaten Manggarai Barat Provinsi Nusa Tenggara Timur adalah Sistem vulkanik kuarter yang diduga masih memiliki potensi dari aktivitas gunungapi yang terpendam di dalam Kawah Sano Nggoang. Dalam penelitian ini digunakan Peta Anomali Bouguer lengkap serta peta sebaran tahanan jenis diperoleh dari digitasi ulang hasil prosiding PSG. Daerah penelitian memiliki anomali Bouguer antara 76 mGal hingga 112 mGal. Untuk mengetahui keberadaan struktur patahan di daerah penelitian dilakukan filtering *Second Vertical Derivative* (SVD) pada Peta Anomali Bouguer dan Residual. Pola struktur patahan ditunjukkan dengan kontur bernilai nol dan diapit kontur tinggi dan rendah. Hasil inversi 3D anomali residual daerah penelitian memiliki rentang nilai densitas 2.182 gram/cc hingga 2.382 gram/cc. Zona yang diduga sebagai reservoar memiliki kontras densitas dari 2.1 gram/cc sampai 2.27 gram/cc dengan kedalaman 1500 meter. Hasil survey AMT daerah penelitian memiliki rentang nilai resistivitas mulai dari 1 ohm-m hingga 609 ohm-m. Sebaran resistivitas rendah < 20 ohm-m yang terdapat di bagian barat daya diduga sebagai lapisan batuan yang berfungsi sebagai batuan penudung (clay cap) dari sistem panas bumi Waesano yang memiliki kedalaman hingga 1000 meter. Daerah prospek panas bumi Waesano terdapat di bagian barat daya daerah survei gaya berat dan AMT. Hal ini didukung oleh adanya delineasi nilai densitas rendah dan tahanan jenis rendah.

Kata Kunci : Panasbumi Waesano, Gayaberat, Audio Magnetotelurik, Manggarai Barat, Nusa Tenggara Timur

PEMODELAN DAN ANALISIS STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN DAERAH PANASBUMI WAE SANO BERDASARKAN METODE GAYABERAT DAN AUDIO MAGNETOTELURIK (AMT)

Oleh

Rinaldi Okka Saputra Ahza

Skripsi

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar

SARJANA TEKNIK

Pada

Jurusan Teknik Geofisika

Fakultas Teknik Universitas Lampung

KEMENTRIAN RISET TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2019

Judul Skripsi : **PEMODELAN DAN ANALISIS STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN DAERAH PANASBUMI WAE SANO BERDASARKAN METODE GAYABERAT DAN AUDIO MAGNETOTELURIK (AMT)**

Nama Mahasiswa : Rinaldi Okka Saputra Ahza

Nomor Pokok Mahasiswa : 1415051063

Jurusan : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

Pembimbing I	Pembimbing II
Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si.	**Rustadi, S.Si., M.T.**
NIP 19711210 199702 1 001	NIP 19720511 199703 1 002

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.
NIP 19750911 200012 1 002

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

Ketua : **Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si.** .....

Sekretaris : **Rustadi, S.Si., M.T.** .....

Penguji
Bukan Pembimbing : **Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.** .....

2. Dekan Fakultas Teknik

Prof. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.
NIP 19620717 198703 1 002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **02 Juli 2019**

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan orang lain, dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka, selain itu saya menyatakan pula bahwa skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

Apabila pernyataan saya ini tidak benar maka saya bersedia dikenai sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 7 Juli 2019

METERAI TEMPEL
A935DAFF091109301
6000
ENAM RIBU RUPIAH

Rinaldi Okka Saputra Ahza

RIWAYAT HIDUP

Penulis, dilahirkan di Bandar Jaya pada tanggal 27 Oktober 1996 yang merupakan anak terakhir dari pasangan Masri Syahbandi, S.Pd. Dan Murnawiyah, S.Pd. Pada tahun 2001, Penulis mengawali pendidikan formal di TK Pertiwi Bandar Jaya, Lampung Tengah, kemudian pada tahun 2002-2008 di Sekolah Dasar Negeri 02 Gunung Sugih Pasar , Lampung Tengah, lalu pada 2008-2011 penulis melanjutkan ke Sekolah Menengah Pertama Negeri 03 Terbanggi Besar, Lampung Tengah dan melanjutkan ke Madrasah Aliyah Negeri 1 Metro Lampung Timur pada tahun 2011-2014. Tahun 2014, Penulis melanjutkan studi Strata 1 di Universitas Lampung Fakultas Teknik Jurusan Teknik Geofisika. Selama menjadi mahasiswa penulis mengikuti beberapa organisasi baik internal maupun eksternal kampus antara lain, HIMA TG BHUWANA (Himpunan mahasiswa Teknik Geofisika Bhuwana) sebagai anggota bidang Sosial Budaya Masyarakat 2015-2016, anggota HMGI (Himpunanan Mahasiswa Geofisika Indonesia) periode 2016-2017, Kepala Divisi Internal SM-IAGI Unila (Seksi Mahasiswa Ikatan Ahli Geologi Indonesia) 2017. Pada tahun 2017 penulis juga melaksanakan Kerja Praktek (KP) di Balai Penyelidikan Pengembangan Teknologi Kebencanaan Geologi (BPPTKG) Yogyakarta selama satu bulan.

PERSEMBAHAN

Dengan penuh rasa syukur, saya persembahkan skripsi ini kepada :

ALLAH Azza wa Jalla

Atas segala berkah dan karuniaNya yang senantiasa
saya rasakan dalam menyelesaikan skripsi ini

Muhammad Shallallahu'alaihi Wa Sallam,

yang karena beliaulah penulis tidak perlu repot mencari teladan yang terbaik di muka bumi untuk dicontoh dan diikuti.

Kedua Orang Tuaku Tercinta
Papa Tercinta Masri Syahbandi, S.Pd
Mama Tercinta Murnawiyah, S.pd

Berkat Do'a dan ketulusan cinta kasih sayang. Terimakasih atas segala jerih payah papa dan mama hingga segala kebutuhan saya dapat terpenuhi. Semuanya takkan terbalas, namun akan selalu saya ingat hingga akhir hayat menghampiri.

Kakak – Kakak ku Tersayang
Efri Asti Ahza
Ridho Mey Dani Ahza
Rendhy Abrianda Ahza

Terimakasih atas segala bentuk dukungan dan kasih sayang kalian, serta terimakasih telah selalu berusaha memenuhi semua kebutuhan saya. Kebersamaan dari saya kecil hingga sekarang akan selau saya ingat yang tak akan lekang oleh waktu.

Teknik Geofisika Universitas Lampung 2014

Terimakasih telah mengambil porsi masing-masing pada bagian cerita hidup saya, saya amat bersyukur kepada Allah Azza Wa Jalla telah mengizinkan saya untuk menjadi bagian dari keluarga luar biasa biasa diluar boh.!!

MOTTO

"Sesungguhnya kita sedang lari dari satu takdir Alllah kepada takdir Allah yang lain lagi."

Umar ibn Al-Khattab (Rahimahullaah)

"Seandainya engkau mengetahui bagaimana Allah mengatur urusan hidupmu, pastilah engkau akan meleleh karena cinta kepada-Nya."

Ibnul Qayyim (Rahimahullaah)

"Wahai hamba-Ku, Aku punya keinginan dan kamu pun punya keinginan. Yang pasti terjadi hanyalah keinginan-Ku. Aku akan berikan Apapun yang kamu inginkan jika kamu ikuti keinginan-Ku, Aku akan lelahkan kamu mengejar keinginan-Mu."

(Hadist Qudsi)

"Dan tidak ada suatu binatang melatapun di bumi melainkan Allah-lah yang memberi rezkinya."

(QS. Huud : 6)

"Jika keberhasilan mu kau anggap adalah pencapaian mu saja maka itu adalah kenaifan bodoh yang kau lakukan. Sungguh Allah Azza Wa Jalla lah yang telah memberikan nya untukmu."

Rinaldi Okka Saputra Ahza

KATA PENGANTAR

Assalamu'alaikum Warrahmatullahi Wabarakatuh,

Alhamdulillah, Segala puji bagi ALLAH Azza wa Jalla yang telah melimpahkan segala rezeki, petunjuk, dan ilmu kepada penulis, sehingga akhirnya penulis dapat menyelesaikan skripsi ini. Shalawat dan salam semoga selalu untuk Muhammad S.A.W.

Skripsi yang berjudul "**Pemodelan dan Analisis Struktur Bawah Permukaan Daerah Panas Bumi Wae Sano dengan Menggunakan Metode Gayaberat dan Audio Magnetotelurik (AMT)**" merupakan hasil dari Tugas Akhir yang penulis lakasanakan di Laboratorium teknik geofisika universitas lampung.

Penulis berharap semoga skripsi ini dapat memberikan manfaat bagi pembaca dan bermanfaat untuk penambahan ilmu dimasa yang akan datang. Penulis menyadari bahwa penyusunan skripsi ini masih terdapat kekurangan dan jauh dari kesempurnaan.

Atas segala kekurangan dan ketidaksempurnaan skripsi ini, penulis sangat mengharapkan kritik dan saran yang bersifat membangun kearah perbaikan dan penyempurnaan skripsi ini.

Wassalamu'alaikum Warrahmatullahi Wabarakatuh.

Penulis

Rinaldi Okka Saputra Ahza

SANWACANA

Dalam pelaksanaan dan penyelesaian skripsi ini tentunya tidak lepas dari bimbingan dan dukungan berbagai pihak, maka pada kesempatan ini penulis ingin menyampaikan terimakasih kepada pihak-pihak yang bersangkutan yaitu:

1. **ALLAH Azza wa Jalla** atas segala masalah dan pertolongan-Nya, atas semua tangis dan tawa yang dihadirkan dalam kehidupan saya. Karena semua itulah, penyelesaian Skripsi ini menjadi begitu terasa istimewa.
2. **Nabi Muhammad Shallallahu'alaihi Wa Sallam**, yang karena beliaulah penulis tidak perlu repot mencari teladan yang terbaik di muka bumi untuk dicontoh dan diikuti. Semoga Beliau mengenali penulis kelak ketika berjumpa. Salamu'alaika ya Rasul.
3. **Keluarga tercinta, Mama, Papa, Ayuk Ati, Aa Dani, Aa Rendhy, Mas Ipul, Mba Indah, Yuk Susi** beserta keluarga besar saya yang luar biasa setia menemani dan menyemangati tempat dimana saya tumbuh dan kembali. Untuk merekalah setiap apa yang penulis upayakan. Semoga kita tetap utuh berkumpul baik didunia maupun di surga.
4. **Bapak Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.**, selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
5. **Bapak Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si.,** selaku dosen pembimbing I atas semua kesabaran, bimbingan, kritikan, saran dan kesedian untuk meluangkan waktu disela-sela kesibukannya.
6. **Bapak Rustadi, S.Si., M.T.**, selaku dosen pembimbing II atas semua

kesabaran, kritikan, saran dan kesediannya untuk membimbing saya dalam penyusunan skripsi ini.

7. **Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si.,M.T.,** selaku dosen penguji yang telah memberikan masukan dan nasehat, baik untuk skripsi ataupun untuk masa depan penulis.
8. Seluruh dosen-dosen saya yang mulia. Yang lewat beliau-beliaulah seluruh ilmu ini bisa mengalir ke dalam diri. **Prof Suharno, Pak Sarkowi, Pak Rustadi, Pak Zaenudin, Pak Bagus, Pak Rizal, Pak Ordas, Pak Karyanto, Pak Ali, Pak Rahmat, Pak Boy, Bu Rahmi dan semua yang tidak bisa disebutkan namanya satu persatu.** Semoga ALLAH Azza Wa Jalla selalu memberikan kebaikan dan tempat yang tinggi kepada beliau semua. Salam Ta'dzim dari mahasiswamu yang kurang berbakti ini.
9. Seluruh Staf Tata Usaha Jurusan Teknik Geofisika Unila, **Pak Legino, Mas Pujono, Mbak Dhea**, **Pak Marsuno** dan **Mas Dayat** yang telah memberi banyak bantuan dalam proses administrasi.
10. **Alya, Fairel, Fatih, Kiya dan Dilan** ponakan-ponakan yang selalu menjadi penghibur saat penat**.**
11. **Fitrotin Mubaroroh** yang setia menemani dan memberi warna dalam kehidupan saya serta dalam menyelesaikan skripsi ini.
12. *Duo Senior Gabut* (**Kak Aji dan Kak Tanjung**) yang selalu berbagi pengalaman diselingan perbincangan serta memberikan dorongan di tiap jeda kenikmatan kopi.
13. **Martin Ridwan** teman angkatan rasa pembimbing yang selalu menjadi tempat bertanya penulis saat mengalami kebuntuan dalam pengerjaan skripsi.

14. **Gaffar Rifki Pambudi (pemarah lagi angkuh)** terimaksih kesombonganmu membuat penulis terpacu dalam mengerjakan skripsi serta kesediaanmu memberi tempat singgah penulis dalam pengerjaan skripsi.
15. **Rahmad Iqbal (si tampan yang lemes)** terimakasih kongekanmu yang terkadang menusuk hati membuat penulis terpacu dalam mengerjakan skripsi serta segala bantuan yang tak bisa saya sebutkan satu persatu.
16. **Ghiat Malano Surya (si lemot yang tanggap)** terimakasih untuk selalu menjadi solusi di saat penulis butuh makan, tempat menginap hingga menjadi bahan kongekan saat obrolan mengalami kesunyian.
17. **Fitria Purnama Sari (si ceriwis yang baik hati)** terimaksih untuk selalu bicara tanpa jeda saat penulis melakukan kesalahan serta selalu siap direpotkan kapan pun dan dimana pun oleh penulis.
18. **Sofyan Frida Yendra (pemalas yang semangat)** terimakasih karena selalu berpihak disisi yang benar, tak mudah terprovokatif untuk ngongek serta berbagi semangat dimasa perkuliahan.
19. **Ummi Hanifah (si cuek yang peduli)** terimakasih untuk telinga yang di sediakan serta solusi yang di tawarkan saat penulis berkeluh kesah tentang masalah perkuliahan.
20. **Delvia Elesta (si dekil yang merdu)** terimakasih untuk selalu bisa diandalkan perihal urusan seminar hingga sidang skripsi penulis.
21. **Umi Imro'atun Nurdiana (jawir)** terimakasih bersedia peduli.
22. **Fajar I Prakasa (si pintar yang mager)** terimakasih untuk selalu membantu terutama dalam urusan mentranslate.

23. **Desta Amanda (si pintar yang polos)** terimakasih untuk ketersedian nya untuk membantu penulis di masa perkuliahan.

24. **Aulia Huda Pinandita (si pemerhati yang licik)** terimakasih untuk segala tips dan trik dalam penyelesaian perkuliahan.

25. **Arief Irfan Hutomo (si diam yang tepat waktu)** terimakasih untuk selalu hadir awal di setiap kesempatan seminar penulis serta berbagi informasi terkait keberadaan pembimbing.

26. **Nur Indah Safitri & Pratiwi Ayurizky Partika** terimakasih telah menjadi teman yang baik selama masa perkuliahan penulis.

27. **Alfa Ardes Ardana & Muhamad Faizal** terimakasih telah menjadi teman baik yang ikut mewarnai masa perkuliahan penulis.

28. Sahabat-sahabat yang tak tergantikan ***Kecu Family*** **(Alfa, Aul, Delvia, Deni, Desta, Fajar, Gaffar, Ical, Idenk, Ipeh, Jawir, Iqbal, Rhaka, Sofyan, Tiwi, Kak Aji dan Kak Tanjung)** yang ada andil besar pada masa perkuliahan penulis, yang akan berada di garda terdepan untuk membantu penulis serta rela direpotkan penulis dalam berbagai kesempatan. Semoga kita tetap utuh berkumpul baik didunia maupun di surga.

29. Keluarga kecil yang bahagia **Sempak Brothers (Filza Aupar, Nana Maulana dan Rhaka Sanjaya)** terimkasih selalu menemani penulis dari awal perkuliahan hingga penyelesaian perkuliahan. Semoga kita tetap utuh berkumpul baik didunia maupun di surga

30. Sahabat-sahabat **Uye Kuy (Alfa, Arief, Aul, Aji, Delvia, Desta, Dimas, Fajar, Farizi, Filza, Fitria, Gaffar, Ghiat, Ical, Ipeh, Jawir, Morales,**

Nana, Idenk, Iqbal, Rhaka, Sofyan dan Tiwi) yang selalu kuy saat diajak ke uye.

31. Sahabat-sahabat sedari dulu ***RAJIA*** **(Aji Yoga, Triyuswa Almarhum, Joko dan Asep)** yang selalu susah dan senang bersama hidup tidak berwarna tanpa kalian. Semoga kita tetap utuh berkumpul baik didunia maupun di surga.
32. Teman SMP penulis **(Dyah dan Adit)** yang selalu membantu dan memberi dukungan untuk menyelesaikan skripsi ini.
33. **Mas Santos, Mba Kiki, Mas Hendra, Mba El dan semua** yang selalu menemani penulis di Kantin Perpus dan membagikan pengalaman-pengalamannya.
34. **Keluarga Besar Pulung** yang selalu mendorong dan mendukung penulis dalam segala hal.
35. Semua keluarga Teknik Geofisika 2014, **Agnes, Agra, Agung, Budi, Andi, Amir, Alfan, Aziz, Dicky, Ewin, Evi, Faqih, Faris, Fhera, Galang, Helbrat, Ida, Ikhwan, Ilham, Indra, Isti, Jefri, Azri, Asrin, Niko, Nurdin, Zaki, Romi, Nabila, Norman, Pungky, Malik, Ratih, Ridho, Rita, Bunda Kiki, Viska, Ino, Witta**, **dan Yudha,** yang telah banyak membantu dan memberi dukungan kepada saya serta terimakasih atas segala cerita bahagia tawa canda maupun duka yang telah kita ukir bersama.
36. **Kepada Calon Bidadari Surgaku** tunggulah penulis sedang memantaskan diri untuk menjadi imam terbaik untukmu. Mohon bersabarlah sesungguhnya Allah Azza Wa Jalla bersama orang-orang yang sabar.
37. Terimakasih atas semua pihak lain yang membantu berkontribusi yang tidak dapat saya sebutkan satu persatu.

DAFTAR ISI

Halaman

ABSTRACT i

ABSTRAK ii

HALAMAN JUDUL iii

HALAMAN PERSETUJUAN iv

HALAMAN PENGESAHAN v

HALAMAN PERNYATAAN vi

RIWAYAT HIDUP vii

HALAMAN PERSEMBAHAN viii

MOTTO ix

KATA PENGANTAR x

SANWACANA xi

DAFTAR ISI xvi

DAFTAR GAMBAR xix

DAFTAR TABEL xxii

I. PENDAHULUAN 1

A. Latar Belakang 1
B. Tujuan Penelitian 3
C. Batasan Masalah 4

II. TINJAUAN PUSTAKA 5

A. Daerah Penelitian 5
B. Geomorfologi 5
C. Geologi Regionali 7
D. Statigrafi 9

III. TEORI DASAR 13

A. Prinsip Dasar Gayaberat 13
B. Potensial Gayaberat 15
1. Potensial 2D (Logaritmatik) 16
2. Potensial 3D (Newtonian) 16
C. Koreksi Metode Gayaberat 18
1. Koreksi Pasang Surut *(tide correction)* 18
2. Koreksi Apungan *(drift correction)* 19
3. Koreksin Lintang *(Latitude Correction)* 20
4. Koreksi Udara Bebas *(Free Air Correction)* 22
5. Koreksi Bouguer *(Bouguer Correction)* 22
6. Koreksi Medan *(Terrain Correction)* 23
D. Anomali Bouguer 24
E. Estimasi Densitas Batuan Rata-rata 25
F. *Moving Average* 27
G. Analisis Spektrum 28
H. *Second Vertical Derivative (SVD)* 30
I. Pemodelan Inversi 3D 33
J. Gelombang Elektromagnetik 34
K. Metode Audio Magnetotelurik (AMT) 35
L. Sistem Panasbumi *(Geothermal System)* 37
1. Sumber Panas *(Heat Source)* 39
2. Reservoar Panasbumi *(Geothermal Reservoir)* 41
3. Batuan Penudung *(Cap Rock)* 42

IV. METODOLOGI PENELITIAN 43

A. Waktu dan Tempat Penelitian 43
B. Alat dan Bahan 43
C. Prosedur Penelitian 44
D. Diagram Alir Penelitian 46

V. HASIL DAN PEMBAHASAN 48

A. Topografi 48
B. Anomali Bouguer 50
C. Analisis Spektrum 52
D. *Moving Average* 57
1. Anomali Bouguer Regional 58
2. Anomali Bouguer Residual 59
E. *Second Vertical Derivative* 61
1. Analisis Peta SVD Anomali Bouguer Lengkap 61

2. Analisis Peta SVD Anomali Bouguer Residual 63
F. Pemodelan Inversi 3D Anomali Bouguer Residual 64
G. Peta Tahanan Jenis 66
H. Interpretasi Berdasarkan Respon SVD dan Model 3D 71
I. Penentuan Zona Prospek 86

VI. KESIMPULAN DAN SARAN 88

6.1. Kesimpulan 88
6.2. Saran 89

DAFTAR PUSTAKA 90

DAFTAR GAMBAR

Halaman

Gambar 1. Peta Lokasi Daerah Penelitian 5

Gambar 2. Peta Geomorfologi Daerah Penelitian 6

Gambar 3. Peta Geologi Daerah Penelitian 8

Gambar 4. Kolom Statigrafi Daerah Penelitian 9

Gambar 5. Gaya Tarik Menarik Antar Dua Benda m_1 dan m_2 14

Gambar 6. Perbedaan Bentuk Muka Bumi Teori dan Sebenarnya 15

Gambar 7. Potensial Massa Pada 3D 17

Gambar 8. Koreksi Pasang Surut Bumi 19

Gambar 9. Koreksi Apungan 20

Gambar 10. Perbedaan nilai gayaberat di kutub dan dikatulistiwa 21

Gambar 11. Gayaberat terukur pada mean sea level/geoid dan terukur dipermukaan Bumi dengan elevasi h 22

Gambar 12. Perhitungan Koreksi Bouguer 23

Gambar 13. *Hammer Chart* 24

Gambar 14. Estimasi rapat massa dengan metode Nettleton..... 26

Gambar 15. Grafik Hubungan Antara Ln A dan k 30

Gambar 16. Respon Analisa SVD pada Struktur Geologi 32

Gambar 17. Penjalaran Gelombang Elektromagnetik 37

Gambar 18. Sistem Panasbumi Daerah Vukanik 38

Gambar 19. Peta Sebaran Vulkanik Aktif di Indonesia dan Zona Tumbukan Lempeng benua Eurasia dan Indo-Australia 39

Gambar 20. Diagram Alir Penelitian 47

Gambar 21. Peta Topografi Daerah Penelitian 48

Gambar 22. Peta Topografi 3D Daerah Penelitian 49

Gambar 23. Peta Anomali Bouguer Lengkap Daerah Penelitian 51

Gambar 24. Lintasan Analisis Spektrum 53

Gambar 25. Grafik Analisis Spektrum *Line 1* 54

Gambar 26. Grafik Analisis Spektrum *Line 2* 55

Gambar 27. Grafik Analisis Spektrum *Line 3* 55

Gambar 28. Grafik Analisis Spektrum *Line 4* 56

Gambar 29. Grafik Analisis Spektrum *Line 5* 56

Gambar 30. Anomali Bouguer Regional 58

Gambar 31. Anomali Bouguer Residual 60

Gambar 32. Peta SVD Anomali Bouguer Lengkap 62

Gambar 33. Peta SVD Anomali Bouguer Residual..... 63

Gambar 34. Model 3D Distribusi Densitas Hasil Inversi Anomali Residual..... 65

Gambar 35. Peta Tahanan Jenis Perkedalaman 68

Gambar 36. Tampilan 3D Nilai Tahanan Jenis 69

Gambar 37. Tampilan 3D Nilai Tahanan Jenis <20ohm 70

Gambar 38. Peta *Slicing Manifestasi* 71

Gambar 39. (A) Penampang SVD anomali Bouguer residual Lintasan A-A'(B) Penampang model Resistivitas hasil *inversi* 3D AMT Lintasan A-A' (C) Penampang model Densitas hasil *inversi* 3D anomali Bouguer Residual Lintasan A-A'. 79

Gambar 40. (A) Penampang SVD anomali Bouguer residual Lintasan B-B'(B) Penampang model Resistivitas hasil *inversi* 3D AMT Lintasan B-B' (C) Penampang model Densitas hasil *inversi* 3D anomali Bouguer Residual Lintasan B-B'. 80

Gambar 41. (A) Penampang SVD anomali Bouguer residual Lintasan C-C'(B) Penampang model Resistivitas hasil *inversi* 3D AMT Lintasan C-C' (C) Penampang model Densitas hasil *inversi* 3D anomali .Bouguer Residual Lintasan C-C'. 81

Gambar 42.(A) Penampang SVD anomali Bouguer residual Lintasan D-D'(B) Penampang model Resistivitas hasil *inversi* 3D AMT Lintasan D-D' (C) Penampang model Densitas hasil *inversi* 3D anomali Bouguer Residual Lintasan D-D'. 82

Gambar 43. (A) Penampang SVD anomali Bouguer residual Lintasan B-B'(B) Penampang model Resistivitas hasil *inversi* 3D AMT Lintasan B-B' (C) Penampang model Densitas hasil *inversi* 3D anomali Bouguer Residual Lintasan E-E'. 83

Gambar 44. Peta Sebaran Densitas Rendah 84

Gambar 45. Penampang model Resistivitas hasil inversi 3D AMT dan penampang model Densitas hasil inversi 3D anomali Bouguer residual..... 85

Gambar 46. Peta Daerah Prospek Panasbumi 86

DAFTAR TABEL

Tabel 1. Variasi Nilai Rapat Massa Batuan.....27

Tabel 2. Macam-macam Koefisien Filter SVD (Elkins,1951) 31

Tabel 3. Kedalaman regional, residual, k cutoof, panjang gelombang, lebar jendela. 57

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Isu energi adalah hal yang paling penting dibahas di dunia dalam beberapa waktu terakhir ditambah kebutuhan dunia yang meningkat akan energi sekarang ini serta seiring dengan menipisnya cadangan sumberdaya alam yang berupa minyak bumi dan gas akibat pemakaiannya yang terus-menerus merupakan permasalahan yang harus dicari solusinya. Dibutuhkan pencarian sumber-sumber energi alternatif sebagai jawaban dari isu penting tersebut. Sebagai bahasan utama dalam penelitian ini, sumber energi alternatif yang bisa dikembangkan untuk menjawab tantangan tersebut adalah energi panasbumi (*geothermal*).

Geothermal merupakan energi panas yang tersimpan dalam batuan di bawah permukaan bumi dan fluida yang terkandung di dalamnya. Sistem Geothermal terdiri dari elemen-elemen yang menyusun sistem tersebut. Elemen-elemen penting penyusun sistem Geothermal terdiri dari tiga yaitu: adanya sumber panas, adanya batuan reservoir yang permeabel dan adanya fluida yang membawa aliran panas (Goff dan Cathy, 2000). Selain itu, energi panas bumi (*geothermal)* juga tergolong sebagai energi yang bersih dan efisien, yang berarti bahwa energi *geothermal* mampu dikonversi menjadi energi listrik dalam area yang terkontrol dan tanpa emisi karbon (Mc.Coy, 2011). Indonesia yang berarti merupakan salah satu negara dengan potensi panas bumi terbesar

yaitu mencapai ± 29 GW atau setara dengan 40 % potensi panasbumi dunia, namun demikian pemanfaatannya masih kecil yaitu sebesar 1.189 MW atau setara 4,2% dari potensi yang ada (Yunan, 2013).

Pengembangan panas bumi di Indonesia saat ini sudah mulai menggeliat. Terbitnya Undang undang panas bumi yang baru (UU No.21 tahun 2014) menjadi harapan akan terlealisasinya target pemerintahan sekarang. Beberapa hambatan mulai dipangkas seperti masalah tumpang tindih dengan kehutanan dan juga mengenai harga pembelian listrik yang menarik. Pengembangan panas bumi di Indonesia bagian barat memang lebih maju dibanding di bagian timur. Oleh karena itu dalam rangka mengejar ketertinggalannya dilakukanlah survei – survei lanjutan maupun survei awal dikawasan Indonesia bagian timur, salah satunya berada di Pulau Flores. Daerah Manggarai Barat dengan hadirnya manifestasi di sekitar danau Sano Nggoang merupakan areal yang menjadi prioritas pada survei kali ini.

Dalam eksplorasi panasbumi metode geofisika berperan penting dikarenakan metode geofisika memberikan informasi yang efektif dengan biaya rendah dari pada data pengeboran (Gylfi dan Axel, 1991). Beberapa metode geofisika telah banyak digunakan dalam menentukan keberadaan sistem panas bumi diantaranya adalah metode gaya berat, magnetik, tahanan jenis dan sesimik.

Metode geofisika yang digunakan pada penelitian ini yaitu metode gaya berat dan audiomagnetotellurik (AMT). Metode gayaberat memiliki suatu kelebihan untuk survei awal karena dapat memberikan informasi yang cukup detail tentang struktur geologi dan kontras densitas batuan. Pada kasus panasbumi perbedaan densitas batuan merupakan acuan dalam penyelidikan metode

gayaberat. Hasil dari penyelidikan gayaberat diharapkan dapat memberikan gambaran bawah permukaan seperti struktur-struktur basement, sesar yang bertindak sebagai jalur keluarnya fluida-fluida panas bumi dan batuan terobosan yang bertindak sebagai sumber panas untuk keberadaan suatu sistim panas bumi. Sementara itu metode audio magnetotelurik parameter yang digunakan untuk mengamati atau mencari sumber panas adalah harga resistivitas batuan sebagai fungsi frekuensi atau kedalaman. teknik audio magnetotelurik merekam data dalam frekuensi 1000 Hz hingga 10000 Hz, sehingga cocok untuk investigasi dangkal (Roger, 2005). Metode audio magnetotelurik ini dilakukan untuk mendukung metode gayaberat pada penelitian ini untuk mendapatkan informasi yang lebih detail. Sehingga perpaduan metode gayaberat dan audio magnetotelurik diharapkan mampu memberikan gambaran sistem panasbumi di daerah penelitian yang lebih detail dari permukaan hingga kedalaman tertentu.

Pada penelitian ini dilakukan filter *Second Vertical Derivative* (SVD) pada anomali Bouguer, anomali regional serta anomali residual untuk mengetahui struktur patahan dan melakukan pemodelan inversi 3D anomali residual untuk mendapatkan model 3D sistem panasbumi beserta karakteristik sistem panasbumi daerah penelitian serta mengkorelasikannya dengan nilai tahanan jenis bawah permukaan.

B. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan penelitian ini adalah :

1. Mendapatkan anomaly Bouguer
2. Mengidentifikasi patahan di daerah penelitian berdasarkan analisis Second

Vertical Derivative (SVD)

3. Menafsirkan struktur bawah permukaan berdasarkan model inversi 3D anomali Bouguer dan residual
4. Menentukan daerah prospek panasbumi berdasarkan korelasi data gaya berat dan audio magnetotelurik (AMT)

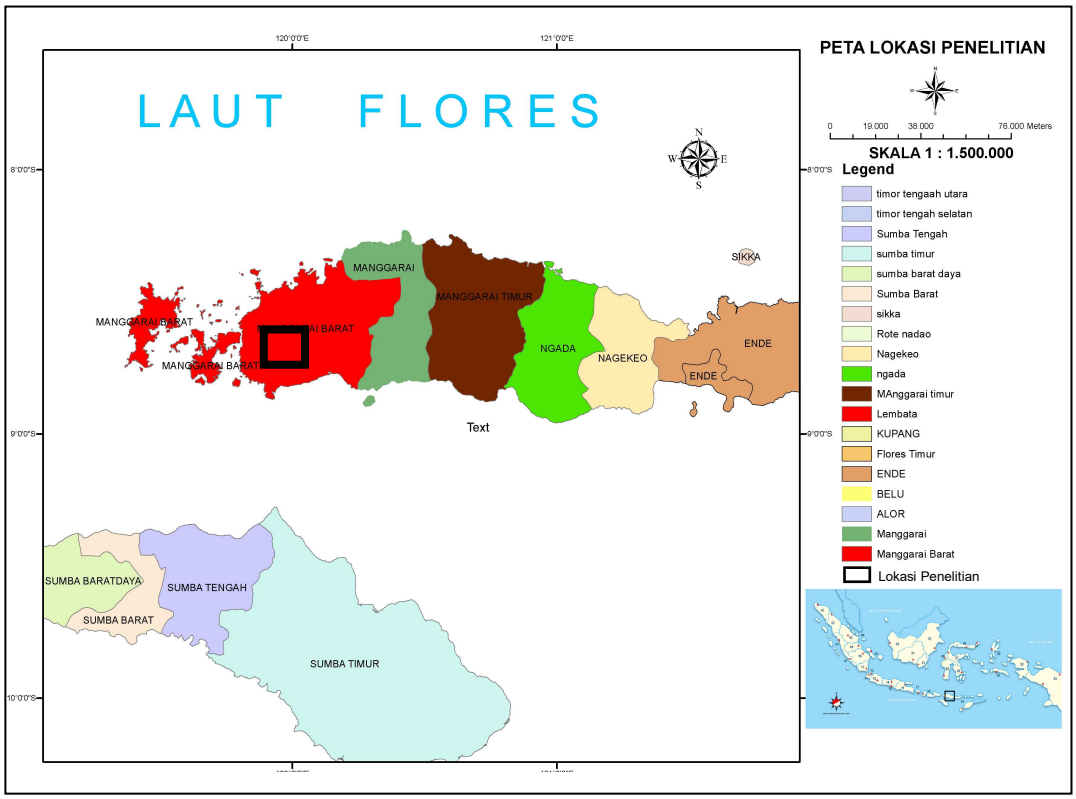
C. Batasan Masalah

Batasan masalah dalam penelitian ini adalah melakukan proses analisis struktur patahan dengan Second Vertical Derivative serta inversi struktur bawah permukaan dan melakukan perbandingan dengan data Audio Magnetotelurik.

II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Lokasi Daerah Penelitian

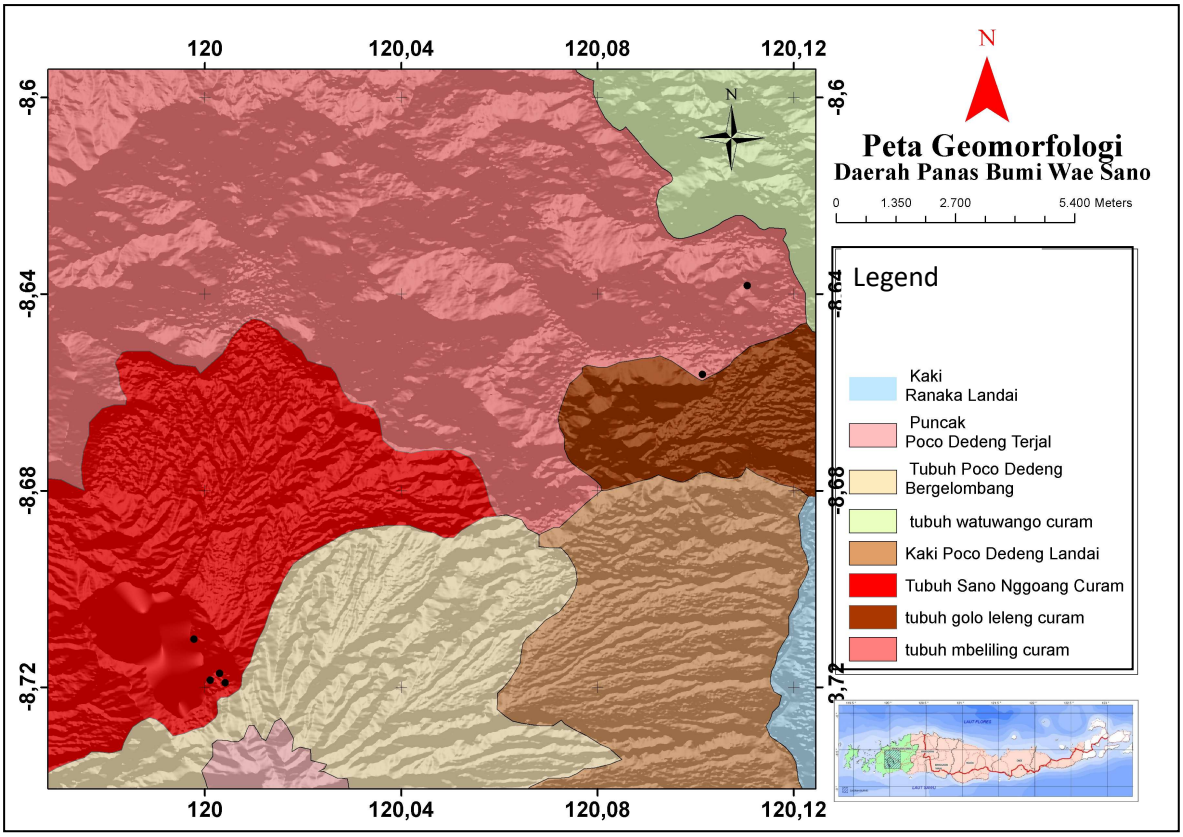
Daerah penelitian di tunjukan oleh Gambar 1 yang terletak di sekitar Danau Sano Nggoang, Kabupaten Manggarai Barat, Nusa Tenggara Timur. Terletak pada busur vulkanik Banda Bagian Dalam di sebelah barat Pulau Flores.



Gambar 1. Peta Lokasi Daerah Penelitian (tanahair.indonesia.go.id, 2018)

B. Geomorfologi

Satuan geomorfologi daerah Wae Sano disusun berdasarkan morfogenesa dan morfometri dengan mempertimbangkan aspek geologi dan lingkungan kondisi bentang alam daerah Wae Sano dikelompokkan menjadi delapan satuan geomorfologi. Seperti terlihat pada Gambar 2.

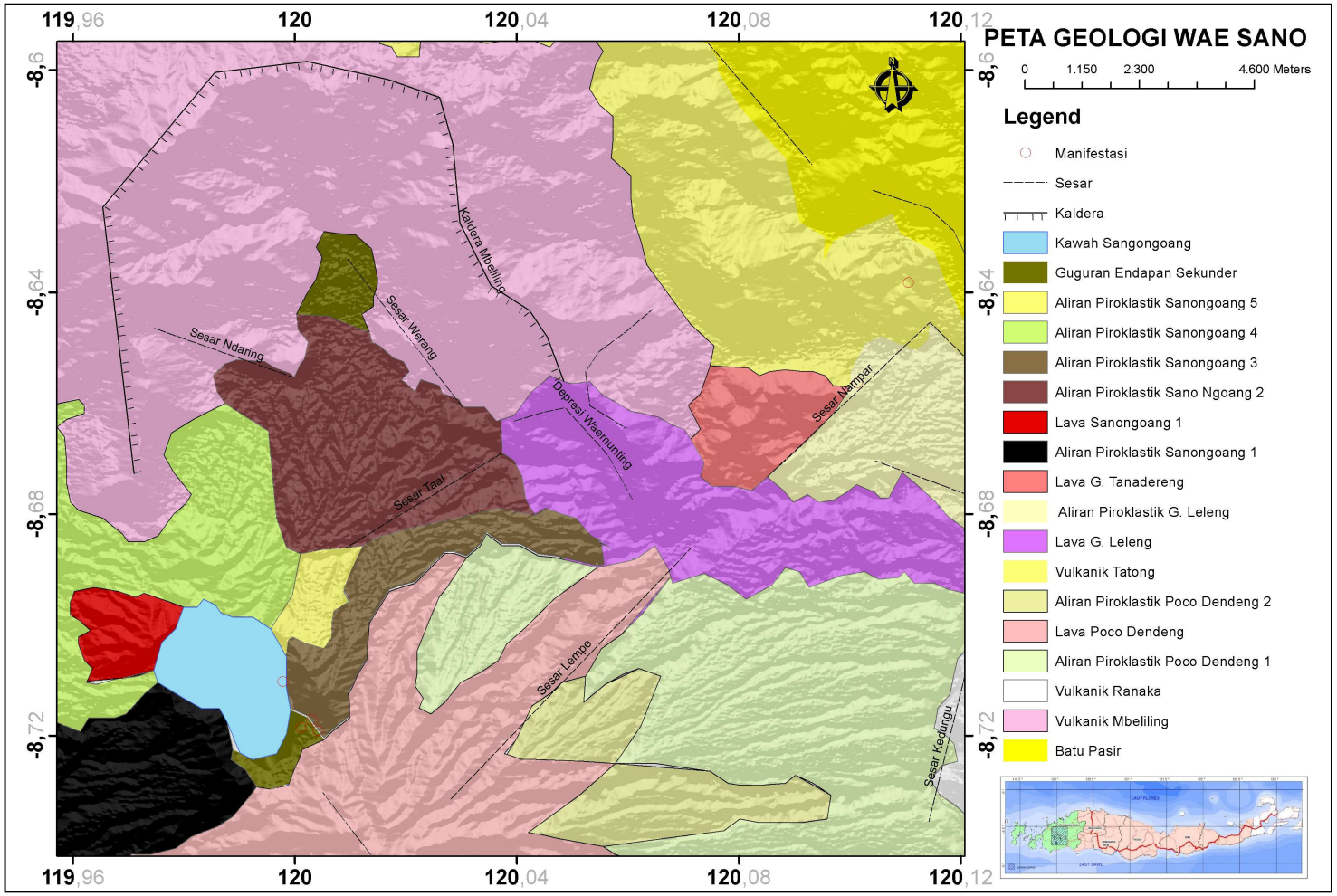


Gambar 2. Peta Geomorfologi Daerah Penelitian (Modifikasi dari Kastiman dalam Kholid, 2010)

Geomorfologi tubuh Mbeliling Curam, Tubuh Watuwanga Curam, Tubuh Golo Leleng Curam, Puncak Poco Dedeng Terjal, Tubuh Poco Dedeng Bergelombang, Kaki Poco Dedeng Landai, Tubuh Sano Nggoang Curam dan Kaki Ranaka Landai.

C. Geologi Regional Daerah Penelitian

Sejarah pembentukan daerah Waesano berawal pada zaman Tersier pada kala Miosen-Pliosen, dimana secara geologi terbentuk cekungan yang menghasilkan deposit sedimen dengan jenis batu pasir. Erupsi besar diduga terbentuk pada kala Pliosen sehingga menghasilkan Kaldera Mbeliling yang membuka ke arah selatan. Pembentukan vulkanisme berlanjut di bagian barat sekitar Kempo, Golo Tantong, Golo Leleng dan Golo Tanadereng yang berkomposisi basal serta sebagian telah tersilisifikasi. Proses vulkanisme masih terus berlangsung hingga saat ini. Sejak Pliosen terbentuk vulkanisme Poco Dedeng di bagian selatan yang menghasilkan lava dengan komposisi dasit dengan aliran piroklastik tersebar di bagian tubuhnya ke arah Lembor. Tubuh poco dedeng kemudian tertutup bagian utaranya akibat pembentukan vulkanisme Sano Nggoang yang hingga saat ini berbentuk danau kawah dengan pH airnya yang asam. Produk Sano Nggoang berkomposisi yang sama dengan Poco dedeng dan hasil erupsi eksplosifnya menghasilkan endapan piroklastik bersifat asam dengan dijumpai pumice yang terdapat di daerah Taal. Umumnya terendapkan ke lereng bagian utara ke sekitar Werang dan terhenti pada tinggian kaldera Mbeliling. Struktur geologi utama merupakan struktur yang terbentuk akibat proses vulkanisme seperti kaldera Mbeliling, kawah Sano Nggoang dan depresi Golo Leleng, namun struktur basemen umumnya berarah baratdaya-tenggara dan baratdaya – timurlaut. Kontrol utama pebentukan sistem panas bumi akibat pembentukan kawah Sano Nggoang dan juga sesar Nampar Macing yang memfasilitasi munculnya air panas Nampar Macing (Gambar 3).

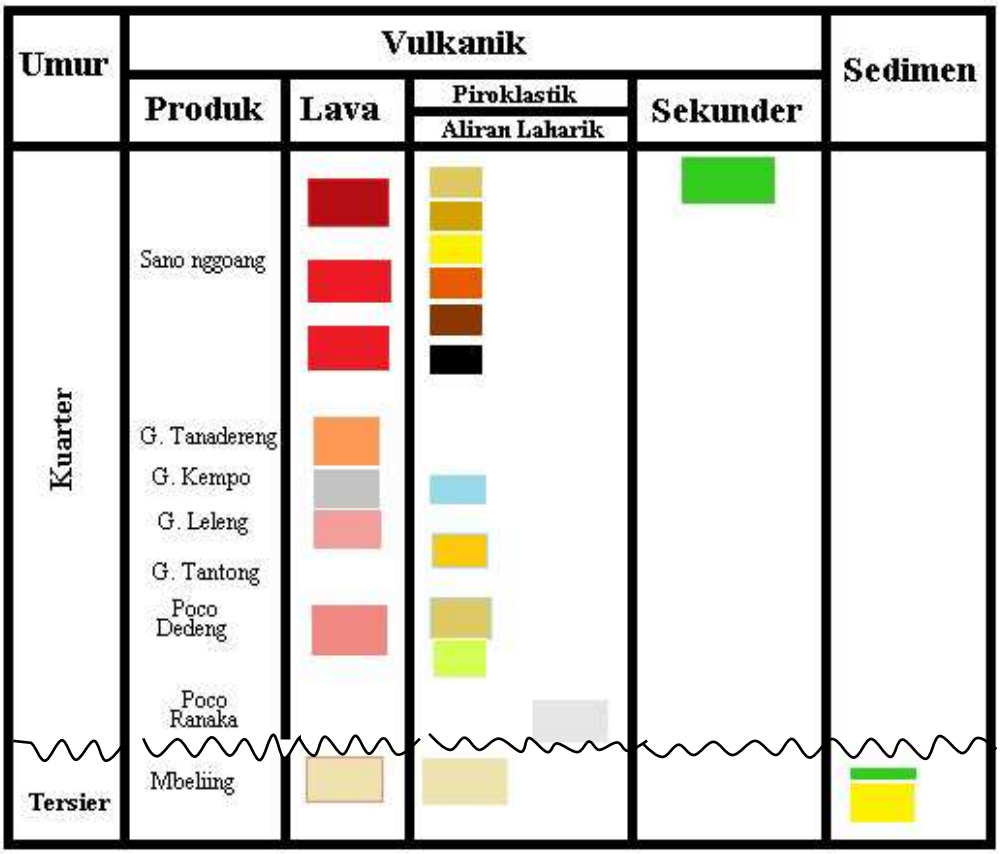


Gambar 3. Peta Geologi Daerah Penelitian (Modifikasi dari Koesomadinata dkk, 1994)

Daerah penelitian memiliki kaldera besar yang membuka kearah selatan, kawah Sano Ngoang, enam manifestasi serta lima sesar utama (Gambar 3).

D. Statigrafi Daerah Penelitian

Hasil pemetaan daerah penelitian membagi masing masing satuan batuan dengan prinsip vulkanostatigrafi dan litostatigrafi tidak resmi. Penentua satuan batuan didasarkan pada umur batuan tertua hingga produk erupsi nya.



Gambar 4. Kolom Statigrafi Daerah Penelitian (Koesomadinata dkk, 1994).

Satuan batupasir, merupakan satuan tertua yang juga diduga sebagai basement dari daerah Survei. Singkapan batupasir berlapis baik berada di bagian

timur laut dengan tebal mencapai 50 m. Karbonatan, keras padu dan terkekarkan. Merupakan sedimen laut berumur Miosen Tengah.

Satuan vulkanik Mbeliling, didominasi oleh batuan vulkanik dengan jenis ignimbrite, aliran piroklastik dan lava riolit. Ignimbrite berwarna kelabu keputih-putihan dan keras, membentuk dinding terjal dan berpotensi terhadap longsoran.Tersusun oleh komponen lava dasit – riolit berwarna putih ke abuan, dengan matrik tufa keras, di beberapa tempat tersusun oleh lapisan tufa tebal, massif dan keras.

Satuan Vulkanik Ranaka, tersebar di bagian tenggara membentuk morfologi kaki Ranaka dengan relief halus dan landau. Tersusun oleh litologi berupa laharik dan aliran piroklastik halus dengan ukuran komponen lapilli berupa lava andesit.

Satuan vulkanik Poco Dedeng, menempati bagian selatan daerah penyelidikan dan terbagi menjadi tiga satuan batuan, yaitu lava poco dedeng, aliran piroklastik poco dedeng 1 dan 2. Morfologi yang terbentuk berupa tubuh vulkanik dengan puncak yang terpancung dan ditempati oleh produk lava dasit berwarna abu –abu terang keputih-putihan, porfiritik, vesicular dan beberapa tempat menunjukkan struktur berlembar / *sheeting joint*. Lava dasit keras dan tebal mencapai 3 – 4 m dijumpai di bagian selatan danau Sano Nggoang. Hasil pentarikhan umur batuan pada lava ini, dengan menggunakan metode K-Ar diperoleh umur sekitar 0,3 ± 0,2 juta tahun yang lalu, yang berarti terbentuknya erupsi Poco dedeng pada Masa Pleistosen (Kuarter). Aliran piroklastik terbentuk di lereng bagian timur tubuh ini, melampar hingga daerah Lembor dan terisi oleh batuan vulkanik jenis aliran piroklastik berwarna abu – abu kecoklatan dengan

komponen dasit berukuran lapilli hingga bongkah. Matrik berupa abu vulkanik kasar hingga halus beberapa masih nampak pumice. Satuan aliran piroklastik poco dedeng 1 ini ditindih oleh alian piroklastik poco dedeng dua yang penyebarannya tidak mencapai Lembor, namun dijumpai di sekitar Desa Pandang dan Tere.

Satuan Vulkanik Golo Tantong, menempati bagian timur laut daerah penyelidikan dengan morfologi yang curam hingga bergelombang. Tersusun oleh batuan vulkanik dengan jenis lava basal serta di beberapa tempat ditemukan aliran piroklastik.

Satuan vulkanik Golo Leleng, menempati bagian tenggara dari Danau Sano Nggoang, membentuk morfologi curam dengan depresi Waemunting yang membuka ke bagian selatan. Terdiri dari batuan vulkanik dengan jenis lava andesit.

Satuan Lava Golo Kempo, tersebar di bagian selatan dari Golo Tantong membentuk morfologi curam dengan depresi Golo Leleng yang membuka ke arah timur. Tersusun oleh batuan vulkanik dengan jenis lava basal berwarna kehitaman dengan tekstur *columnar joint*, tersingkap di jalan menuju Lembor dari arah Bambor.

Satuan Lava Golo Tanadeng, tersingkap di bagian tenggara dari Sano Nggoang, membentuk morfologi curam dengan batuan penyusun berupa lava dan aliran piroklastik. Lava berwarna abu-abu kemerahan tersilisifikasi, masif dan teroksidasi. Aliran piroklastik berwarna kecoklatan tersebar mengisi depresi ke bagian timur dan tertahan di sekitar Lengkongkayu.

Satuan Vulkanik Sano Nggoang, berada di bagian selatan daerah survei dengan membentuk morflogi perbukitan curam hingga bergelombang. Produk

vulkanik Sano Nggoang melampar dari danau sebagai pusat erupsi ke bagian utara pada umumnya, karena di bagian selatannya tertahan oleh produk Poco Dedeng yang umurnya lebih tua. Produk Sano Nggoang ini kemudian di bagi menjadi erupsi pusat dalam bentuk lava dasit 1 – 3 dan aliran piroklastik 1 – 6. Lava sanonggoang 1 berada di bagian utara danau, membentuk tebing yang terjal hingga hampir 90°, tersusun oleh jenis lava dasit dengan komposisi plagioklas, kuarsa, dan piroksen. Pembentukan lava ini setelah terjadi erupsi pertama yang memuntahkan aliran piroklastik Sanonggoang 1 dan 2 ke arah barat daya. Komposisi komponen berupa lava dasit dengan ukutan lapilli sampai bom. Lava Sano Nggoang ke 2 berada di bagian selatan danau, komposisinya sama dengan lava pertama. Erupsi besar kedua menghasilkan aliran piroklastik 3 – 5 yang mengalir ke bagian barat laut dan ke timut laut. Dan pembentukan lava terakhir berada di bagian timur laut danau dengan komposisi dasit. Hasil pentarikhan umurnya adalah 0,2 ± 0,2 juta tahun yang lalu. Produk erupsinya berupa aliran piroklastik 6 dan 7 yang menutupi aliran piroklastik 3,4, dan 5. Erupsi terakhir menghasilkan aliran piroklastik pada periode sebelumnya menjadi terelaskan/ *welded*, seperti yang nampak di pinggir jalan kearah danau di sekitar Kampung Taal.

III. TEORI DASAR

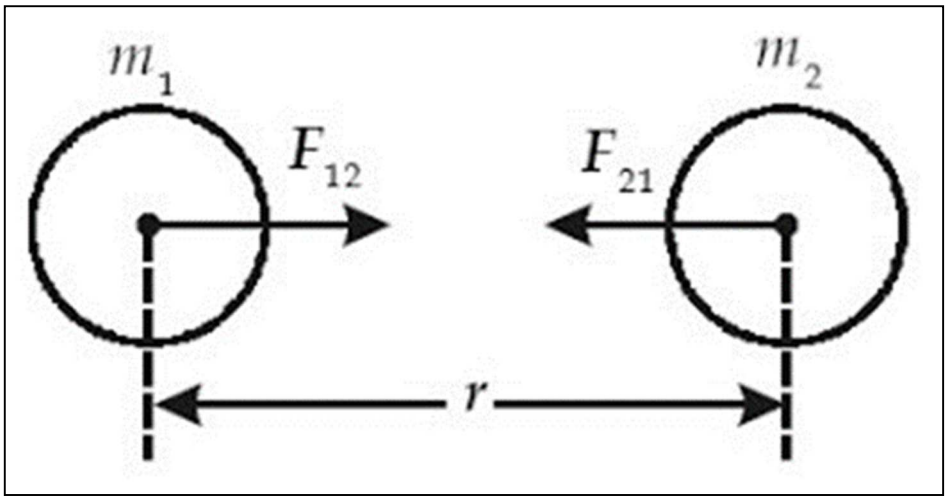
A. Prinsip Dasar Gayaberat

Metode gayaberat adalah salah satu metode geofisika yang didasarkan pada pengukuran medan gravitasi. Pengukuran ini dapat dilakukan di permukaan bumi, di kapal maupun di udara. Dalam metode ini yang dipelajari adalah variasi medan gravitasi akibat variasi rapat massa batuan di bawah permukaan, sehingga dalam pelaksanaannya yang diselidiki adalah perbedaan medan gravitasi dari suatu titik observasi terhadap titik observasi lainnya. Metode gayaberat umumnya digunakan dalam eksplorasi jebakan minyak (oil trap). Disamping itu metode ini juga banyak dipakai dalam eksplorasi mineral dan lainnya (Kearey , 2002).

Medan gravitasi adalah medan konservatif, dimana usaha yang dilakukan untuk memindahkan suatu massa pada medan gravitasi tidak bergantung pada lintasan tapi hanya bergantung pada posisi awal dan posisi akhir (Telford et al, 1990). Dasar teori penggunaan metode gayaberat (*gravity*) adalah Hukum Newton, dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut:

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

dimana F adalah gaya tarik-menarik kedua benda (Gambar 5) dan G merupakan konstanta gaya berat universal yaitu 6,672 x 10^{-11} m^3kg^{-1} det^{-2} (Blakely, 1995).



Gambar 5. Gaya Tarik Menarik Antara Dua Benda m_1 dan m_2 (Oktonovrilna, 2009)

Mempertimbangkan adanya gaya tarik gravitasi spherical, non-rotasi, dan massa homogen bumi M dan radius R pada massa kecil m di permukaan. Hal ini relatif sederhana untuk menunjukkan bahwa massa bola bertindak seolah-olah terkonsentrasi di tengah-tengah bola, ditunjukan dalam persamaan berikut:Jika persamaan (2) diturunkan dua kali dengan menggunakan notasi y′ untuk turunan y terhadap u , ma ka akan diperoleh:

$$F = \frac{Gm}{R^2}\, m = m.g \tag{2}$$

Gaya dihubungkan dengan percepatan ditunjukkan dalam persamaan sebagai berikut:

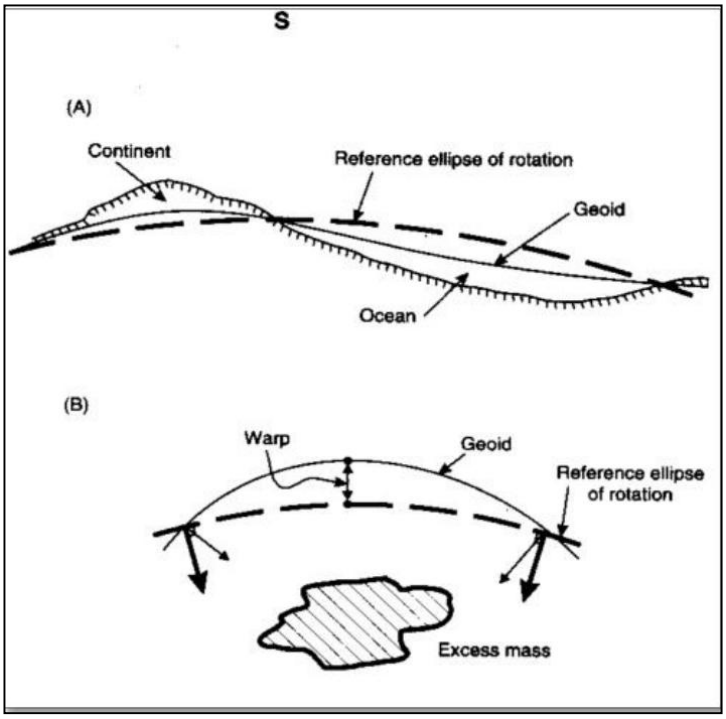
$$g = \frac{Gm}{R^2} \tag{3}$$

Disebut juga sebagai percepatan gravitasi. Di bumi percepatan gravitasi secara teori akan konstant, namun bentuk elipsoid bumi, rotasi bumi, dan relief permukaan yang tidak biasa juga distribusi massa internal yang berbeda-beda mengakibatkan perbedaan variasi gayaberat sebenarnya bumi.

B. Potensial Gayaberat

Percepatan gravitasi (g) adalah vektor kuantitas, yang memiliki nilai dan arah. namun potensial gayaberat (U) adalah skalar dan hanya memiliki nilai dan tidak memiliki arah.

$$U = \frac{Gm}{r} \tag{4}$$



Gambar 6. Perbedaan Bentuk Muka Bumi Teori dan Muka Bumi Sebenarnya (Reynolds, 1997).

Turunan pertama dari U pada suatu arah hanya menunjukan komponen gaya berat pada arah tersebut, sehingga potensial lapangan yang muncul memberikan fleksibilitas komputasional. Permukaan ekuipotensial dapat didefenisikan sebagai U konstan. Muka air laut atau geoid adalah acuan paling mudah dikenali sebagai permukaan equipotensial dimana semua permukaannya dianggap horizontal. Gambar 6 menunjukkan perbedaan bentuk muka bumi teori dan bentuk muka bumi sebenarnya.

1. Potensial 2D atau Logaritmik

Apabila suatu massa sangat panjang dalam arah y dan memiliki cross section seragam, bentuknya berubah-ubah pada bidang xz. Gaya tarik gravitasi diperoleh dari sebuah potensial logaritmik (Telford dkk, 1990). Dimana persamaan :

$$U = 2G\rho \int_x \int_z In \frac{1}{r'} \, dx \, dz \tag{5}$$

Dimana r' = $x^2 + z^2$. Pengaruh gravitasi untuk bentuk 2D adalah :

$$g = -\left(\frac{\partial U}{\partial Z}\right) \qquad g = 2G \int\int_{xz} \rho \left(\frac{z}{r'z}\right) \, dx \, dz \tag{6}$$

Dimana :

$$\iint dx \, dz = \iint r' dr \; d\theta = \int r \, dr \int d\theta = \int r^2 \, d\theta \tag{7}$$

$$g = 2G \iint \rho \left(\frac{z}{r'^2}\right) r'^2 \, dx \, dz \tag{8}$$

$$g = 2G \int \rho \left(\frac{z}{r'^2}\right) r'^2 \, d\theta \tag{9}$$

$$g = 2G\rho \oint z \; d\theta \tag{10}$$

2. Potensial 3D atau Newtonian

Medan gaya tarik bumi (gravitasi) bersifat konservatif artinya usaha yang dilakukan sebuah masa dalam suatu medan gravitasi bergantung pada lintasan yang di tempuhnya, namun hanya bergantung pada titik akhirnya saja. Jika suatu benda yang pada akhirnya kembali pada posisi awalnya, energi yang dikeluarkan adalah nol. Bentuk gaya gravitasi adalah vector yang mengarah sepanjang garis yang menghubungkan dua pusat massa. Medan konservatif kemungkinan berasal dari sebuah fungsi potensial scalar U (x,y,z) disebut dengan Newtonian atau Potensial 3D (Telford dkk, 1990).

$$\nabla U\ (x, y, z) = -\ \frac{F(x,y,z)}{m_2} \tag{11}$$

$$\nabla U\ (x, y, z) = g(x, y, z) \tag{12}$$

Dalam koordinat *spherical* menjadi :

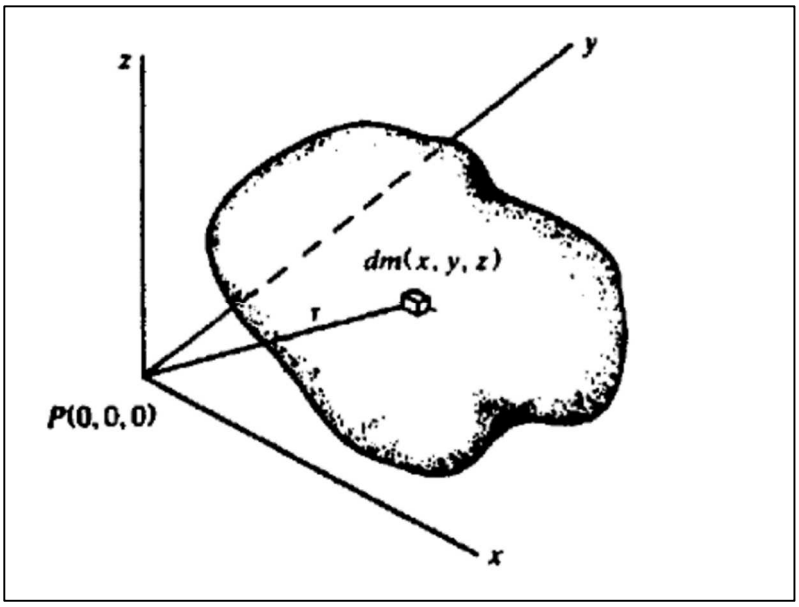
$$\nabla U\ (r, \theta, \varphi) = -\ \frac{F(r,\theta,\varphi)}{m_2} \tag{13}$$

$$\nabla U\ (r, \theta, \varphi) = -g(r, \theta, \varphi) \tag{14}$$

Alternatif lainnya kita dapat memecahkan potensial gravitasi dalam bentuk :

$$U(r, \theta, \varphi) = \int_{\infty}^{r} (\nabla \mathrm{U})\ dr \tag{15}$$

Mengingat sebuah massa 3D yang bentuknya berubah ubah seperti Gambar 7



Gambar 7. Potensial Massa Pada 3D (Telford dkk, 1990).

Potensial dan percepatan gravitasi pada sebuah titik yang paling luar dapat diperoleh dengan membagi massa kedalam elemen kecil (dm) dan menjumlahkannya untuk mendapatkan pengaruh totalnya. Potensial untuk elemen massa dm di titik (x,y,z) dengan jarak r dari P (0,0,0) adalah :

$$dU = G\frac{dm}{r} = G\rho\ dx\ dy\ \frac{dz}{r} \tag{16}$$

Dimana p (x,y,z) adalah rapat massa, dan r2 = x2 + y2 +z2 . Maka massa m potensial totalnya adalah :

$$U = G \int_x \int_y \int_z \left(\frac{\rho}{r^2}\right) dx\, dy\, dz \tag{17}$$

Karena g adalah percepatan gravitasi dalam arah z dan menganggap ρ konstan,

$$g = -\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right) \tag{18}$$

$$g = G\rho \int_x \int_y \int_z \left(\frac{z}{r^3}\right) dx\, dy\, dz \tag{19}$$

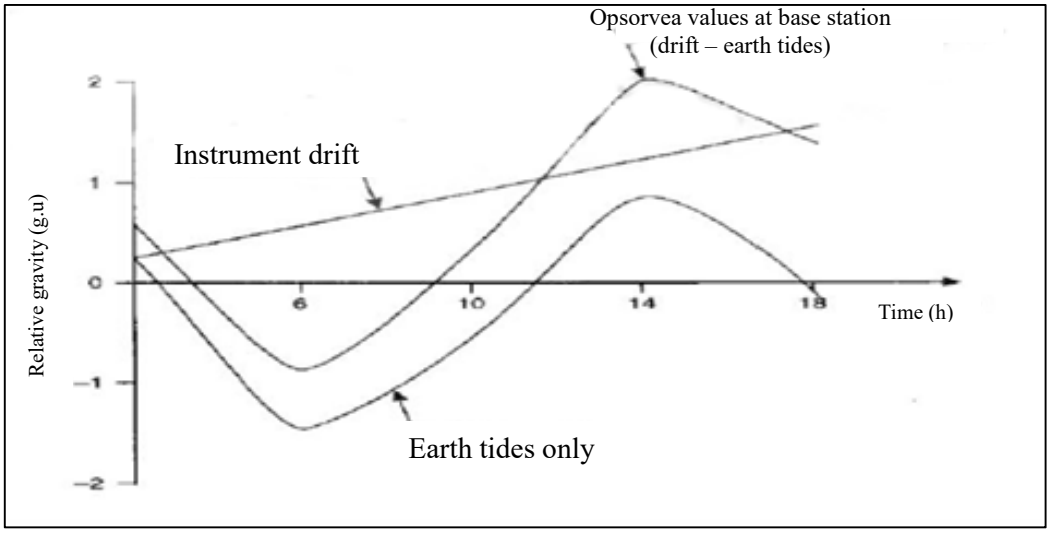
C. Koreksi Metode Gayaberat

Besar nilai gravitasi bergantung kepada lima faktor yaitu lintang, elevasi, topografi daerah sekitar pengukuran, pasang surut bumi dan variasi densitas di bawah permukaan (Telford et al, 1990). Eksplorasi gravitasi lebih menekankan pada perubahan besar nilai gravitasi oleh karena variasi densitas di bawah permukaan. Sementara nilai gravitasi yang terukur pada alat gravimeter tidak hanya berasal dari nilai gravitasi yang disebabkan oleh variasi densitas di bawah permukaan, tetapi juga dari keempat faktor lainnya. Koreksi dalam metode gravitasi diperlukan untuk menghilangkan faktor- faktor lain yang mempengaruhi besar nilai gravitasi sehingga didapatkan nilai gravitasi yang hanya disebabkan oleh pengaruh variasi densitas di bawah permukaan. Berikut adalah koreksi-koreksi yang dilakukan kepada data gayaberat lapangan (g_{read}) :

1. Koreksi Pasang Surut Bumi (*Tide Correction*)

Koreksi ini dilakukan untuk menghilangkan efek benda-benda di luar bumi seperti matahari dan bulan yang dapat mempengaruhi nilai gravitasi di bumi. Posisi matahari dan bulan akan menghasilkan tarikan terhadap bumi sehingga

menyebabkan terjadinya pasang surut muka air laut. Pasang surut muka air laut tersebut akan mempengaruhi pembacaan gravitasi di lapangan (Gambar 8).



Gambar 8. Koreksi pasang surut bumi. (Reynolds, 1997)

Dimana di nyatakan dalam persamaan berikut :

$$tide = G(r)\left[\left(\frac{c}{R}\right)^3\left(cos\,2\theta_m + \frac{1}{3}\right) + \frac{1}{6}\frac{r}{c}\left(\frac{c}{R}\right)^4(5\,cos3\theta_m + 3\,cos\,\theta_m)\right]$$

$$g_t = g_{obs} + tide_{obs} \tag{20}$$

dimana:

g_t : gayaberat terkoreksi pasang surut

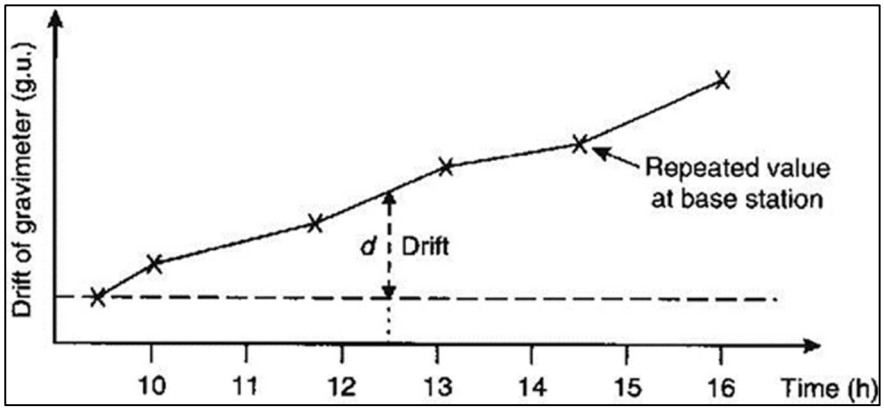
g_{obs} : gayaberat bacaan

$tide_{obs}$: koreksi pasang surut

2. Koreksi Apungan *(Drift Correction)*

Koreksi apungan merupakan koreksi pada data gayaberat, sebagai akibat perbedaan pembacaan nilai gravitasi di stasiun yang sama pada waktu yang berbeda oleh alat *gravimeter* (Gambar 9). Perbedaan tersebut disebabkan karena terjadi guncangan pegas dan perubahan temperatur pada alat *gravimeter* selama

proses perjalanan dari satu stasiun ke stasiun berikutnya.



Gambar 9. Koreksi Apungan (Reynolds, 1997).

Untuk menghilangkan efek ini, proses akusisi data atau pengukuran dirancang dalam suatu lintasan tertutup sehingga besar penyimpangan tersebut dapat diketahui. Koreksi apungan diberikan oleh persamaan berikut ini :

$$drift_n = \frac{(t_n - t_1)}{(t_N - t_1)} (g_N - g_1) \quad (21)$$

dimana:

t_n : waktu pembacaan pada staiun ke-n

t_1 : waktu pembacaan pada staiun *base* (awal *looping*)

t_N : waktu pembacaan pada stasiun *base* (akhir *looping*)

g_1 : bacaan gravimeter terkoreksi pasang surut pada stasiun base (awal *looping*)

g_N : bacaan gravimeter terkoreksi pasang surut pada stasiun base(akhir *looping*)

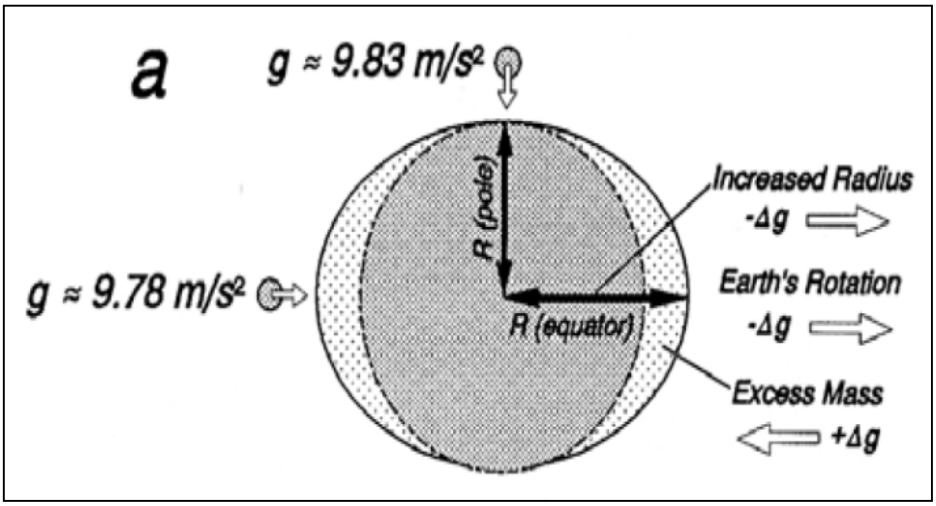
$drift_n$: besarnya koreksi *drift* pada stasiun ke-n.

3. Koreksi Lintang *(Latitude Correction)*

Koreksi lintang pada data gravitasi diperlukan sebagai akibat dari rotasi bumi. Rotasi bumi tersebut akan menyebabkan (Rosid, 2005):

- Bentuk bumi yang berubah pada ekuator (*bulging*) dan kutub (*flattened*) sehingga jari-jari di ekuator lebih besar dari jari-jari di kutub.
- Akumulasi massa (fluida) pada ekuator.
- Terjadinya percepatan centrifugal, yang maksimal terjadi di ekuator dan minimal terjadi di kutub.

Hasil dari rotasi bumi tersebut akan menyebabkan perbedaan nilai percepatan gravitasi di seluruh permukaan bumi, yaitu bervariasi dari ekuator ke kutub atau bervariasi terhadap lintang.



Gambar 10. Perbedaan nilai gayaberat di kutub dan dikatulistiwa (Telford dkk., 1990).

Untuk memperhitungkan faktor spheroid dan geoid bumi maka tahun 1967 *International Assosiation of Geodesy* merumuskan suatu formula bernama GRS67 dengan persamaan :

$$g_n = 978.3185\ (1 + 0.005278895\ sin^2\ \varphi - 0.000023462\ sin^2\ 2\varphi) \qquad (22)$$

Dimana :

φ : sudut lintang

g_n : gaya berat normal pada lintang φ (mgal)

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

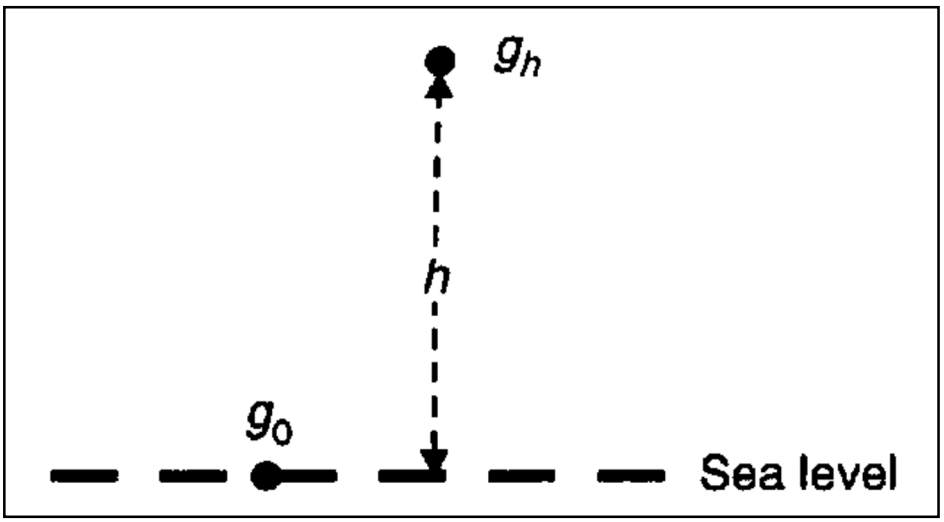
Koreksi udara bebas bertujuan untuk mereduksi pengaruh elevasi dan kedalaman titik pengukuran terhadap data yang diakuisisi. Perbedaan nilai gayaberat antara yang terletak di *mean sea level* (gambar 12) dengan yang terletak dengan elevasi h (meter) adalah koreksi udara bebas diberikan pada persamaan (Reynolds, 1997) :

$$\partial g_F = \frac{\partial g_0}{\partial R} h = \frac{\partial\left(G\frac{M}{R^2}\right)}{\partial R} h = -\frac{2GM}{R^3} h = 0.3086 \text{ mGal} \quad (23)$$

dengan g_0= 981785 mGal dan R=$R_{equator}$ = 6371000 meter.

Sehingga koreksi udara bebasnya didapat :

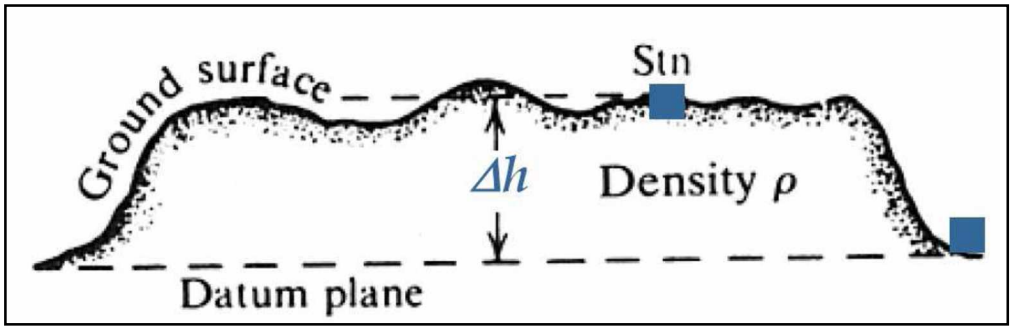
$$FAC = -0{,}3085\ h \text{ mGal} \quad (24)$$



Gambar 11. Gayaberat terukur pada *mean sea level*/geoid dan terukur dipermukaan Bumi dengan elevasi h (Reynold, 1997).

5. Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Pada gambar 12 dapat diketahui koreksi Bouguer diperhitungkan karena ada efek tarikan dari massa batuan yang berada di stasiun dan bidang datum dengan asumsi memiliki jari-jari tak terhingga dengan tebal *h* (meter) dan densitas ρ (gr/cc).



Gambar 12. Perhitungan Koreksi Bouguer (Telford dkk., 1990).

Nilai koreksi Bouguer dapat dicari dengan persamaan

$$BC = 2\pi G\rho h \tag{25}$$

6. Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan dilakukan karena permukaan bumi di sekitar titik pengukuran memiliki suatu efek topografi dan perbedaan elevasi yang besar, seperti lembah di sekitar stasiun pengukuran sehingga dilakukan koreksi pada Anomali Bouger.

Salah satu cara yang sering digunakan untuk mengetahui nilai koreksi medan adalah dengan menggunakan *Hammer Chart* (gambar 14) yang dikembangkan oleh Sigmund Hammer. Diagram Hammer dibuat mengikuti skala dari peta yang dipergunakan dan di Gambar pada kertas transparan. Kemudian diagram tersebut ditaruh di atas peta topografi dengan pusatnya adalah lokasi titik amat. Secara matematis koreksi tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:

$$TC = \frac{2\pi G\rho}{n}(r_L - r_D) + \left(\sqrt{{r_L}^2 - z^2}\right) - \left(\sqrt{{r_D}^2 - z^2}\right) \text{ mGal} \tag{26}$$

dimana:

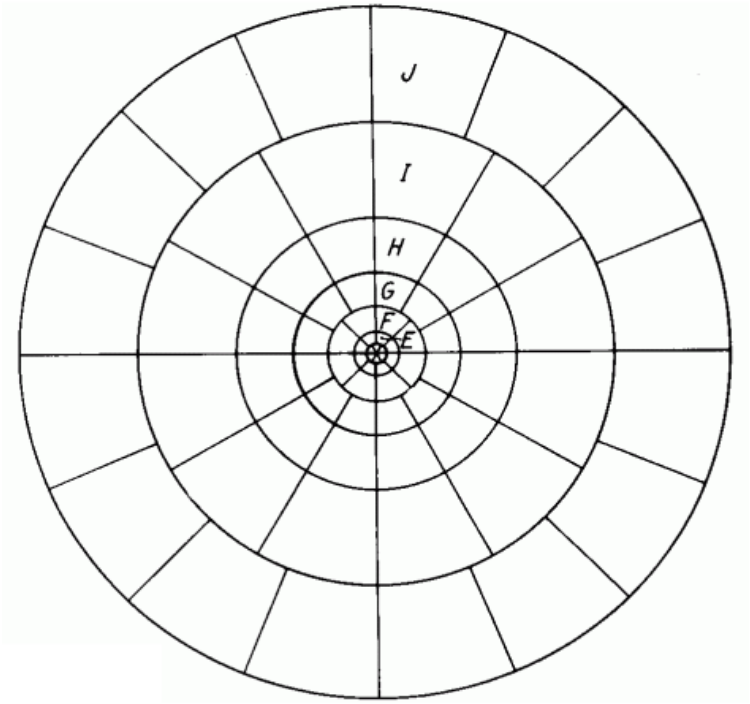
G : konstanta gaya berat (6,673 x 10^{-8} dyne cm^2gr^{-2}).

r_L dan r_D : radius luar dan radius dalam kompartemen.

z : perbedaan elevasi rata-rata kompartemen

ρ : densitas batuan rata-rata

n : jumlah segmen dalam zona tersebut



Gambar 13. *Hammer Chart* (Reynolds, 1997).

D. Anomali Bouguer

Setelah dilakukan koreksi-koreksi anomali gaya berat seperti koreksi Bouger, koreksi udara bebas, dan koreksi medan maka didapatkan nilai *Complete Bouguer Anomali* (*CBA*). *Complete Bouguer Anomali* (*CBA*) merupakan selisih antara nilai gayaberat pengamatan dengan gayaberat teoritik yang didefinisikan pada titik pengamatan bukan pada bidang referensi, baik elipsoid maupun muka laut rata-rata. *Complete Bouguer Anomali* (*CBA*) diberikan dalam persamaan (Robinson, 1988)

$$CBA = g_{obs} - g_{\varphi} + FAC - BC + TC \tag{27}$$

$$CBA = g_{obs} - g_{\varphi} + 0{,}3086h - 0{,}04192\,\rho h + TC \quad (28)$$

dimana:

CBA : *Complete Bouguer Anomali.*

g_{obs} : gayaberat observasi.

g_{φ} : gayaberat normal/teoritis pada lintang.

FAC : koreksi udara bebas terhadap ketinggian dari muka laut.

BC : koreksi Bouguer

TC : koreksi medan.

ρ : rapat massa.

h : tinggi (meter)

E. Estimasi Densitas Batuan Rata-Rata

Parameter yang sangat penting dalam metode gayaberat adalah densitas batuannya. Untuk itu nilai densitas rata-rata di daerah penelitian harus ditentukan dengan baik. Nilai percepatan gravitasi yang terukur di permukaan bumi akan bervariasi dipengaruhi distribusi densitas material (batuan) yang berada di bawah permukaan bumi yang berasosiasi dengan struktur dan kondisi geologi di dalam bumi.

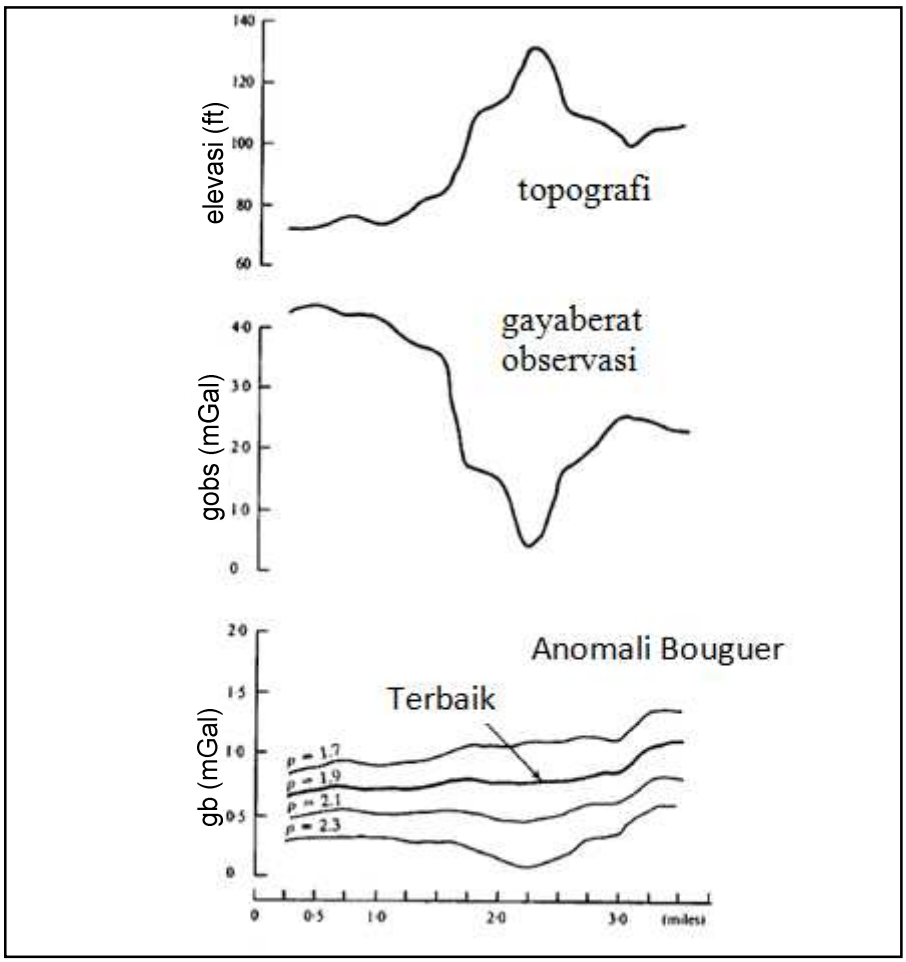
Metode Nettleton merupakan salah satu metode untuk megestimasi densitas atau rapat massa batuan yang dapat dilihat pada gambar 14. Metode ini didasarkan pada pengertian tentang koreksi Bouguer dan koreksi medan dimana jika rapat massa yang digunakan sesuai dengan rapat massa permukaan, maka penampang anomali gaya berat menjadi mulus (*smooth*). Nilai rapat massa yang didapat dari metode ini adalah nilai rapat massa rata-rata permukaan untuk suatu daerah

penelitian. Dengan menerapkan korelasi silang antara perubahan elevasi terhadap referensi tertentu dengan anomali gaya beratnya, rapat massa terbaik diberikan oleh harga korelasi silang terkecil yang dirumuskan :

$$k = \frac{\sum_{i=1}^{N} \delta(\Delta g)_i \delta h_i}{\sum_{i=1}^{N} (\delta h_i)^2} \tag{29}$$

dimana:

N : jumlah stasiun.



Gambar 14. Estimasi rapat massa dengan metode Nettleton (Telford dkk., 1990).

Tabel 1. Variasi nilai rapat massa batuan (Telford dkk., 1990).

Jenis Batuan	Batas ρ (Mg/m^3)	ρ rata-rata (Mg/m^3)	Jenis Batuan	Batas ρ (Mg/m^3)	ρ rata-rata (Mg/m^3)
Batuan Sedimen			Batuan Metamorf		
Aluvium	1,96-2,00	1,98	Schist	2,39-2,90	2,64
Clay	1,63-2,60	2,21	Gneiss	2,59-3,00	2,80
Gravel	1,70-2,40	2,00	Phylite	2,68-2,80	2,74
Loess	1,40-1,93	1,64	Slate	2,70-2,90	2,79
Silt	1,80-2,20	1,93	Granulite	2,52-2,7	2,65
Soil	1,20-2,40	1,92	Amphibolite	2,90-3,04	2,96
Sand	1,70-2,30	2,00	Eclogite	3,20-3,54	3,37
Sandstone	1,61-2,76	2,35			
Shale	1,77-3,20	2,40			
Limestone	1,93-2,90	2,55			
Dolomit	2,28-2,90	2,70			
Chalk	1,53-2,60	2,01			
Halite	2,10-2,60	2,22			
Glacier Ice	0,88-0,92	0,90			
Batuan Beku					
Riolit	2,35-2,70	2,52			
Granit	2,50-2,81	2,64			
Andesit	2,40-2,80	2,61			
Syenite	2,60-2,95	2,77			
Basalt	2,70-3,30	2,99			
Gabro	2,70-3,50	3,03			

F. *Moving Average*

Pada dasarnya nilai Anomali Bouguer yang terukur di permukaan merupakan gabungan dari beberapa sumber anomali yang ada di bawah permukaan. Untuk menemukan daerah target maka harus dilakukan pemisahan antara zona dangkal

(residual) dan zona dalam (regional). Untuk memisahkan anomali residual dan regional ini digunakan metode *moving average*. Metode ini dilakukan dengan merata-ratakan nilai anomalinya yang menghasilkan anomali regional. Sedangkan nilai anomali residual didapatkan dengan mengurangkan data hasil pengukuran dengan anomali regionalnya. Secara matematis persamaan *moving average* untuk 1-D dapat dirumuskan:

$$\Delta g_r(i) = \frac{\Delta g(i-n)+\cdots+\Delta g(i)+\cdots+\Delta g(i+n)}{N} \tag{30}$$

G. Analisis Spektrum

Analisa spektrum dilakukan untuk mengestimasi lebar jendela dan mengestimasi kedalaman dari anomali gayaberat. Selain itu analisa spektrum juga dapat digunakan untuk membandingkan respon spektrum dari berbagai metode filtering. Analisa spektrum dilakukan dengan mentransformasi Fourier lintasan-lintasan yang telah ditentukan.

Secara umum, suatu transformasi Fourier adalah menyusun kembali/ mengurai suatu bentuk gelombang sembarang ke dalam gelombang sinus dengan frekuensi bervariasi dimana hasil penjumlahan gelombang-gelombang sinus tersebut adalah bentuk gelombang aslinya..

Untuk analisis lebih lanjut amplitudo gelombang-gelombang sinus tersebut di display sebagai fungsi dari frekuensinya. Secara matematis hubungan antara gelombang *s(t)* yang akan di identifikasi gelombang sinusnya *(input)* dan *S(f)* sebagai hasil transformasi Fourier diberikan oleh persamaan berikut :

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) e^{-j2\pi f t} dt \tag{31}$$

dimana $j = \sqrt{-1}$

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

$$F(k) = \gamma\, \mu\, F\left(\frac{1}{r}\right) \quad dan\ F\left(\frac{1}{R}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0 - z_1)}}{|K|} \tag{32}$$

Dimana $z_1 > z_0, |k| \neq 0$, k adalah potensial gayaberat, μ adalah anomali rapat masa, γ adalah konstanta gayaberat dan r adalah jarak.

Transformasi fourier pada lintasan yang diinginkan adalah :

$$F(g_z) = 2\pi G m e^{|k|(z_0 - z_1)}\ ,\ \ z_1 > z_0 \tag{33}$$

Jika distribusi rapat massa bersifat random dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gayaberat , maka *m=1* sehingga hasil transformasi fourier anomali gaya berat menjadi :

$$A = C\ e^{|k|(z_0 - z_1)} \tag{34}$$

Dimana *A* adalah amplitudo dan *C* adalah konstanta.

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

$$lnA = ln2\pi G m e^{|k|(z_0 - z_1)} \tag{35}$$

$$lnA = (z_0 - z_1)|k| + \ln C \tag{36}$$

Persamaan di atas dapat dianologikan dalam persamaan garis lurus :

$$y = mx + c \tag{37}$$

dimana *ln A* sebagai sumbu y, $|k|$ sebagai sumbu x, dan $(z_0 - z_1)$ sebagai kemiringan garis (gradien).

Oleh karena itu, kemiringan garisnya merupakan kedalaman bidang dalam

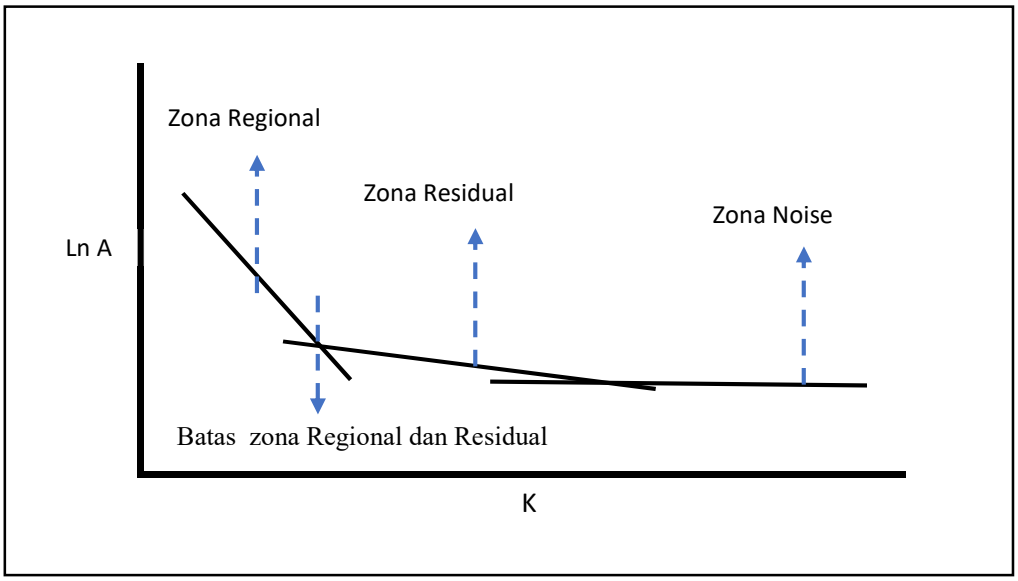
dan dangkal. $|k|$ sebagai sumbu x didefinisikan sebagai bilangan gelombang yang besarnya $\frac{2\pi}{\lambda}$ dan satuannya *cycle/*meter, dengan λ adalah panjang gelombang. Hubungan λ dengan Δx diperoleh dari persamaan :

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi}{k_c \Delta x.} \tag{38}$$

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

$$N = \frac{2\pi}{k_c.\Delta x} \tag{39}$$

Dimana Δx adalah domain spasi yang akan digunakan dalam *Fast Fourier Transform* (*FFT*), dan *kc* adalah bilangan gelombang *cutoff*.



Gambar 15. Grafik Hubungan Antara Ln A dan k (Sarkowi,2014)..

H. *Second Vertical Derivative* (SVD)

Second Vertical Derivative (SVD) dilakukan untuk memunculkan efek dangkal dari pengaruh regionalnya dan untuk menentukan batas-batas struktur yang

ada di daerah penelitian. Metode ini sangat bagus untuk mengetahui diskontinyuitas dari suatu struktur bawah permukaan, khususnya adanya patahan pada suatu daerah survei, metode ini diturunkan dari persamaan Laplace's:

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \tag{31}$$

$$\nabla^2 \Delta g = \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} \tag{32}$$

Untuk data penampang 1-D, dimana y mempunyai nilai yang tetap maka persamaannya adalah:

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = -\left[\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2}\right] \tag{33}$$

Terdapat beberapa operator filter SVD, yang dihitung oleh Henderson dan Zeits (1949), Elkins (1951) dan Rosenbach (1952). Dalam penelitian ini digunakan filter SVD hasil Elkins.

Tabel 2. Operator filter SVD menurut Elkins (1951)

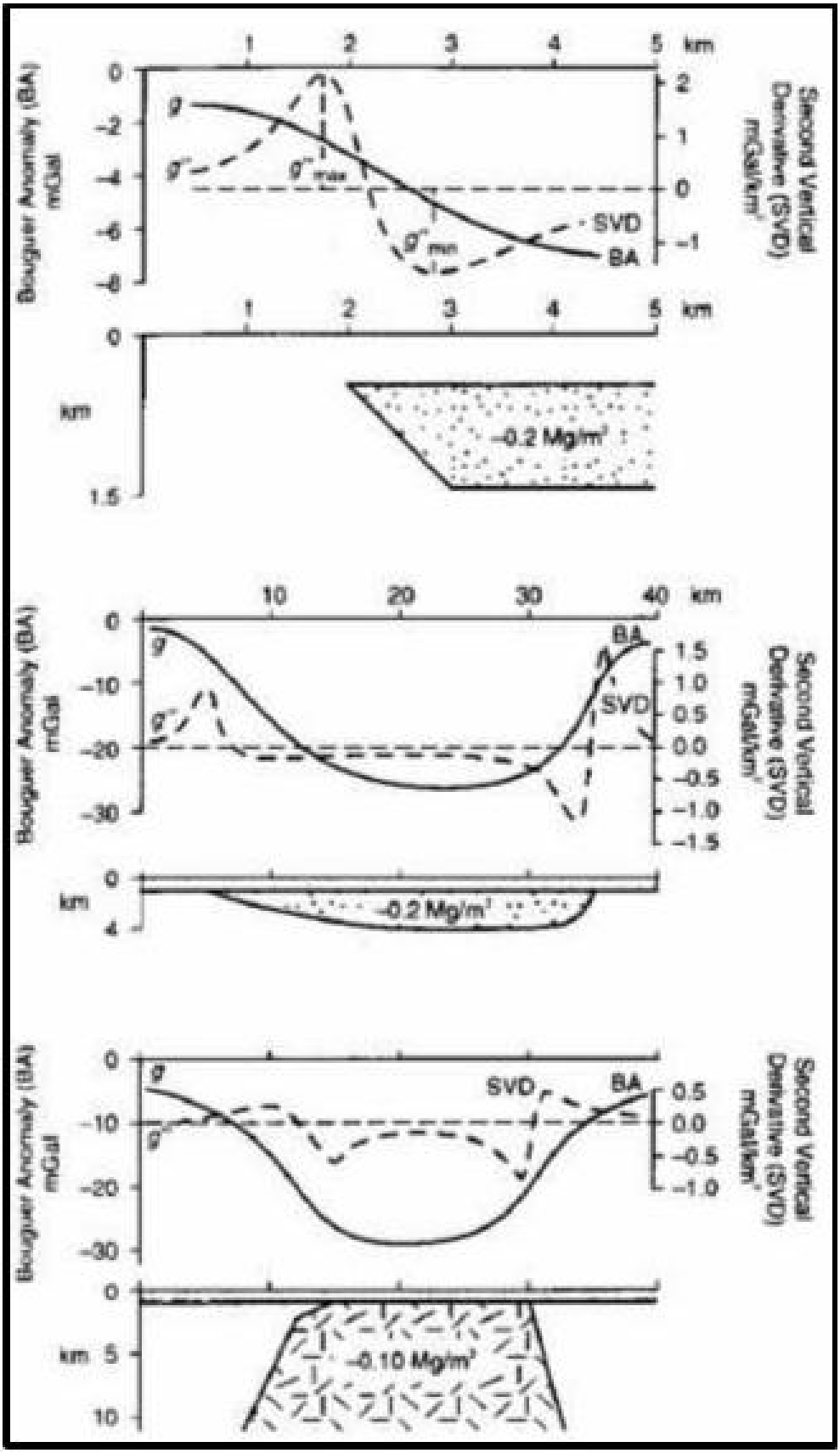
0.0000	**-0.0833**	**0.0000**	**-0.0833**	**0.0000**
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0.0000	-0.0334	+1.0668	-0.0334	0.0000
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0.0000	-0.0833	0.0000	-0.0833	0.0000

Secara matematis untuk menentukan jenis struktur patahan menggunakan perumusan berikut (Reynolds, 1997):

$$\left|\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right|_{min} < \left|\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right|_{max} \quad \text{untuk sesar turun} \tag{34}$$

$$\left|\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right|_{min} > \left|\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right|_{max} \quad \text{untuk sesar naik} \tag{35}$$

$$\left|\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right|_{min} = \left|\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right|_{max} \quad \text{untuk sesar geser} \tag{36}$$



Gambar 16. Respon analisa SVD pada struktur geologi (Reynolds, 1997).

I. Pemodelan Inversi 3D

Proses inversi adalah suatu proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistik untuk mendapatkan informasi yang berguna mengenai distribusi sifat fisis bawah permukaan. Di dalam proses inversi, kita melakukan analisis terhadap data lapangan dengan cara melakukan curve fitting (pencocokan kurva) antara model matematika dan data lapangan. Tujuan dari proses inversi adalah untuk mengestimasi parameter fisis batuan yang tidak diketahui sebelumnya (unknown parameter) (Supriyatno, 2007).

Untuk mendapatkan pola struktur bawah permukaan dari data gayaberat, maka anomaly Bouguer hasil pengukuran dan perhitungan harus dilakukan pemodelan baik dengan pemodelan forward modeling atau inversion modeling sehingga akan diketahui distribusi densitas dan struktur di daerah penelitian. Selanjutnya berdasarkan distribusi densitas tersebut dilakukan interpreatsi dengan menggabung data –data geologi yang ada di daerah penelitian tersebut sehingga akan didapat struktur bawah permukaan daerah penelitian.

J. Gelombang Elektromagnetik

Informasi mengenai tahanan-jenis medium yang terkandung dalam data AMT dapat diperoleh dari penyelesaian persamaan Maxwell. Persamaan Maxwell merupakan sintesa hukum-hukum fisika mengenai fenomena listrik-magnet. Dengan asumsi bahwa sifat fisik medium tidak bervariasi terhadap waktu dan posisi, atau isotropik homogen, serta mengabaikan perpindahan arus, persamaan Maxwell dapat direduksi menjadi :

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \tag{37}$$

$$\nabla \times H = \sigma E + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} \tag{38}$$

Bila dilakukan operasi *curl* terhadap variabel medan listrik **E** dan medan magnet **H** pada persamaan tersebut, dan dengan menggunakan vektor identitas

$$\nabla \text{ x } \nabla \text{ x A} = \nabla\nabla.\text{A} - \nabla^2\text{A} \tag{39}$$

Dimana :

A = medan listrik **E** atau medan magnet **H**,

Maka didapatkan persamaan gelombang Helmoltz :

$$\nabla^2 E = \mu\sigma \frac{\partial E}{\partial t} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \tag{40}$$

$$\nabla^2 H = \mu\sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} \tag{41}$$

Variabel **E** dan **H** merupakan fungsi posisi (*x,y,z*) atau *r* dan waktu *t*. Jika variabel tersebut bervariasi terhadap waktu dapat direpresentasikan sebagai fungsi periodik sinusoidal, maka :

$$E(r,t) = E_0\,(r)e^{i\omega t} \tag{42}$$

$$H(r,t) = H_0\,(r)e^{i\omega t} \tag{43}$$

Dimana :

E_o dan H_o : amplitudo medan listrik dan medan magnet

ω : frekuensi sudut,

$e^{i\omega t}$: suatu kuantitas yang bergantung pada waktu *t*.

Dalam domain frekuensi, persamaan (40) dan (41) dapat ditulis kembali menjadi :

$$\nabla^2 E = (i\omega\mu\sigma - \omega^2\mu\varepsilon)E \quad (44)$$

$$\nabla^2 H = (i\omega\mu\sigma - \omega^2\mu\varepsilon)H \quad (45)$$

Jika frekuensi lebih kecil 10^4 Hz, maka suku yang mengandung ε dapat diabaikan terhadap suku yang mengandung σ, karena $\omega\mu\sigma >> \omega^2\mu\varepsilon$ untuk $\mu = \mu_o = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m. Hal terebut merupakan pendekatan kuasi-stationer, dimana waktu tempuh gelombang diabaikan. Dengan demikian, persamaan (44 & 45) menjadi :

$$\nabla^2 \mathrm{E} = \mathrm{k}^2\ \mathrm{E} \quad (46)$$

$$\nabla^2 \mathrm{H} = \mathrm{k}^2\ \mathrm{H} \quad (47)$$

Dimana : k = $\pm\sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$ (bilangan gelombang).

K. Metode Audio Magnetotelurik (AMT)

Audio magnettoteluric merupakan metode yang memetakan konduktivitas elektrik bawah permukaan menggunakan sumber energi elektromagnetik yang bersumber dari alam. Pada metode AMT intinya adalah bidang elektromagnetik dianggap planar pada geometri dan sebagian besar vertikal ke bawah. Di bumi penjalaran gelombang elektromagnetik yang memilki frekuensi tinggi (panjang gelombang pendek) penetrasi kedalamnnya dangkal, sementara penjalaran gelombang elektromagnetik yang memiliki frekuensi rendah (panjang gelombang yang panjang) maka semakin baik penetrasi kedalamannya.

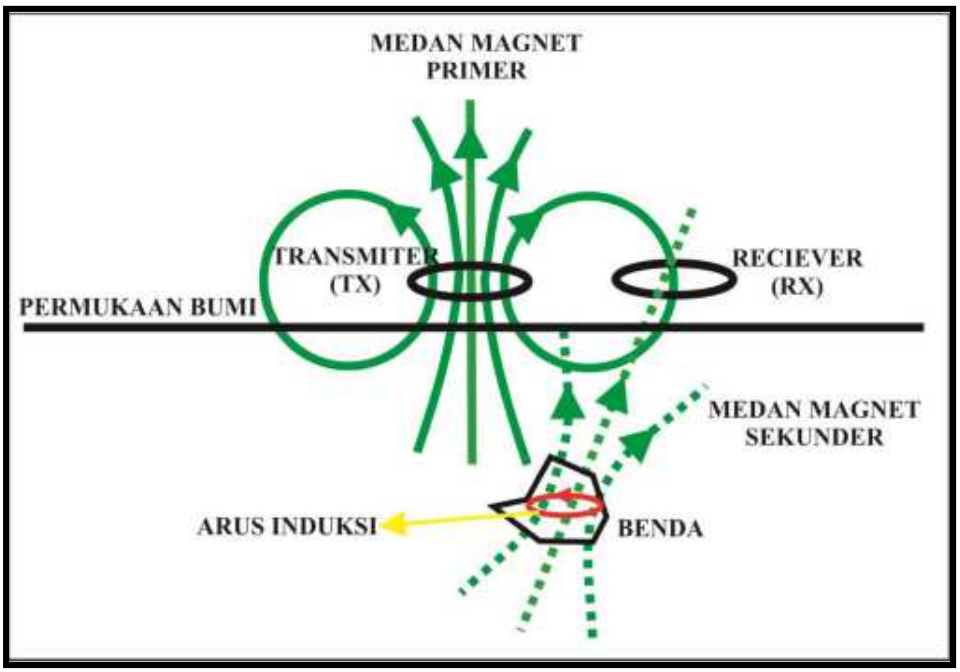
Pengukuran AMT merupakan simultan time series dari komponen ortogonal magnetik (Bx, By dan Bz) dan elektrik (Ex dan Ey). Data medan magnetik diukur atau direkam oleh koil magnetik yang ditanam di dalam tanah. Data medan listrik

diukur atau direkam oleh elektroda atau dalam AMT porouspot yang ditanam di dalam tanah (Lahti, 2015).

Metode AMT beroperasi pada rentang frekuensi yang tinggi yaitu 10 Hz sampai 104 Hz. Sumber sinyal untuk metode magnetotellurik adalah medan magnetik yang berasal dari dalam dan luar bumi serta memiliki rentang frekuensi yang bervariasi. Medan magnet yang berasal dari dalam dikarenakan pergerakan antara mantel bumi terhadap inti bumi. Medan magnet yang berasal dari luar bumi adalah medan magnet yang dihasilkan di atmosfer dan magnetosfer. Semua sumber medan magnetik tersebut memiliki nilai yang bervariasi terhadap waktu, tetapi yang dimanfaatkan pada AMT hanya medan magnetik yang berasal dari luar bumi yang memiliki rentang frekuensi lebih besar. Sumber magnetik yang berasal dari luar bumi yaitu seperti peristiwa petir dan solar wind yang terjadi. Frekuensi yang dihasilkan oleh petir memiliki frekuensi lebih kecil dari 1-400 Hz. Frekuensi yang dihasilkan oleh solar wind memiliki frekuensi lebih kecil dari 0,0005-1 Hz sehingga memiliki penetrasi yang dalam (Reynolds, 1995).

Pada Gambar 12 merupakan penjalaran gelombang elektromagnetik. Gelombang elektromagnetik yang tertransmisi kedalam bumi akan berinteraksi dengan medium yang memiliki nilai tahanan jenis tertentu. Hasil dari interaksi tersebut mengakibatkan terjadinya induksi yang menyebabkan terbentuknya arus telluric dan medan magnet sekunder. Sinyal yang ditangkap oleh alat magnetotellurik merupakan sinyal yang berasal dari medan elektromagnetik total yaitu medan elektromagnetik yang berasal dari gelombang primer dan sekunder yang terjadi di permukaan bumi dengan variasi waktu. Sesuai dengan sifat gelombang elektromagnetik pada suatu medium penetrasi dari gelombang tersebut

akan bergantung pada frekuensi dari gelombang tersebut dan resistivitas dari medium yang dilaluinya.



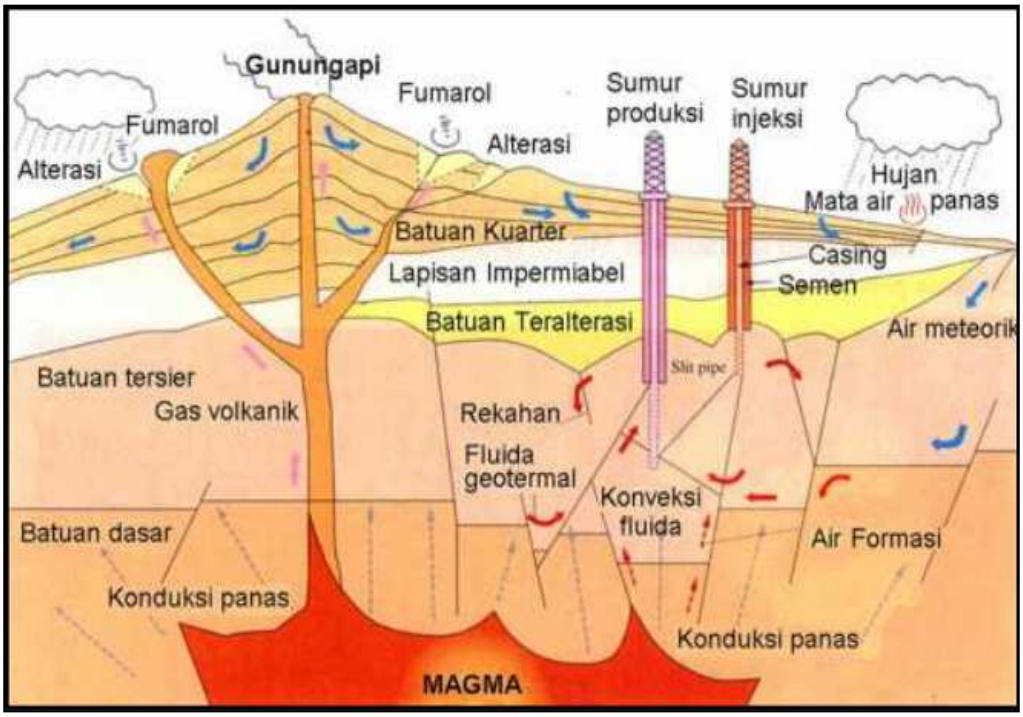
Gambar 17. Penjalaran Gelombang Elektromagnetik (Daud dalam Rulia, 2012)

L. Sistem Panas Bumi (*Geothermal Syste*m)

Secara umum panasbumi merupakan suatu bentuk energi panas yang tersimpan dalam batuan di bawah permukaan bumi dan fluida yang terkandung di dalamnya. Sementara sistem panasbumi adalah suatu sistem yang memungkinkan terjadinya fluida dari daerah meteoric recharge ke dalam reservoar yang berada di atas sumber panas (heat source), (Torkis, 2012).

Gambar 18 menunjukkan sistem panasbumi, struktur seperti rekahan maupun patahan yang terdapat di permukaan membuat air dapat masuk ke dalam pori-pori batuan. Air ini lalu menembus ke bawah maupun ke samping selama ada celah untuk air dapat mengalir. Ketika air sampai ke sumber panas *(heat source)* maka temperatur air akan meningkat. Jika temperatur yang diterima oleh air tinggi,

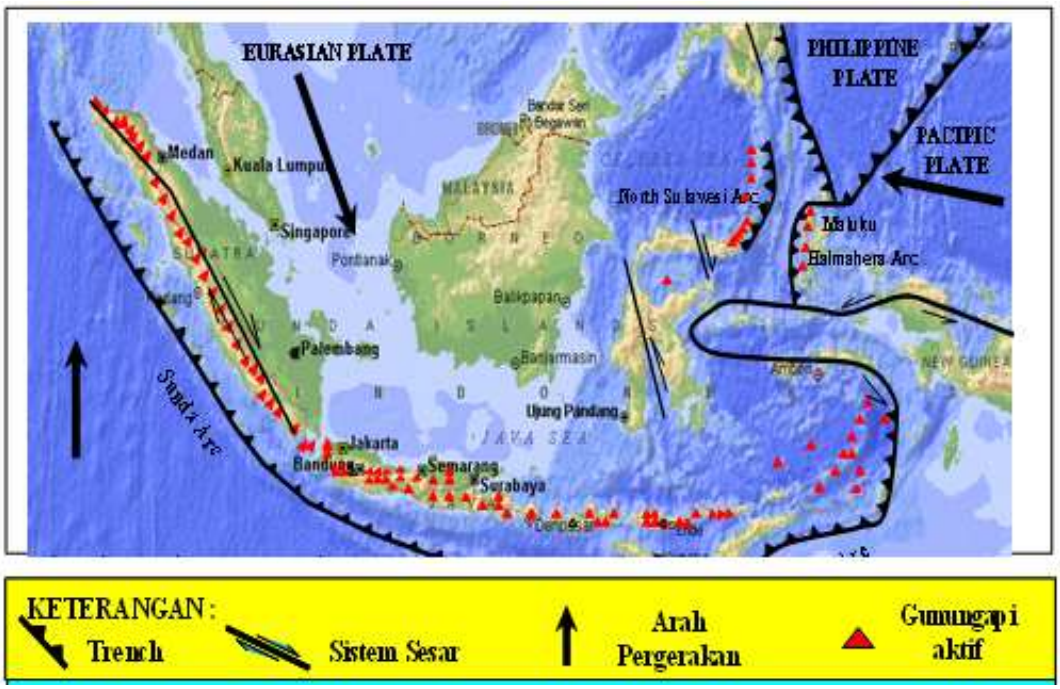
sebagian air akan menguap sedangkan sebagiannya lagi akan tetap menjadi air. Perpindahan panas secara konveksi pada dasarnya terjadi karena gaya apung. Air karena gaya gravitasi selalu mempunyai kecenderungan untuk bergerak ke bawah, akan tetapi apabila air tersebut kontak dengan suatu sumber panas makan akan terjadi perpindahan panas sehingga temperatur air menjadi lebih tinggi dan air menjadi lebih ringan. Jika temperatur terus meningkat maka akan mengakibatkan bertambahnya volume dan juga tekanan. Fluida panas akan menekan batuan di sekitarnya untuk mencari celah atau jalan ke luar dan melepaskan tekanan. Karena tekanan di permukaan lebih rendah daripada tekanan di bawah permukaan makan keadaan ini menyebabkan air yang lebih panas bergerak ke atas dan air yang lebih dingin bergerak turun ke bawah, sehingga terjadi sirkulasi air atau arus konveksi.



Gambar 18. Sistem panasbumi daerah vulkanik (Putrohari, 2009)

Kepulauan Indonesia yang terletak pada pertemuan tiga lempeng besar (Eurasia, Hindia-Australia, Pasifik) menjadikannya memiliki tatanan tektonik yang

kompleks. Subduksi antar lempeng benua dan samudera menghasilkan suatu proses peleburan magma dalam bentuk partial melting batuan mantel dan magma mengalami diferensiasi pada saat perjalanan permukaan proses tersebut membentuk kantong-kantong magma (*silisic/ basaltic*) yang berperan dalam pembentukan jalur gunungapi yang dikenal sebagai lingkaran api (*ring of fire*),(Gambar 19).



Gambar 19. Peta sebaran volkanik aktif di Indonesia dan zona tumbukan lempeng benua Eurasi dan Indo-Australia (Katili, 1973).

Suatu daerah dikatakan memiliki sistem panasbumi jika memenuhi syarat-syarat berikut ini:

1. Sumber Panas (*Heat Source*)

Sumber panas pada sistem panasbumi dapat terdiri dari intrusi batuan, dapur magma (magma chambers) atau gradien temperatur dimana semakin ke dalam temperatur semakin meningkat. Sistem panas bumi dengan sumber panas yang berasal dari intrusi batuan atau magma biasa ditemukan pada daerah gunungapi (volcanic). Sementara sistem panasbumi dengan sumber panas yang

berasal dari gradien temperatur biasa ditemukan pada daerah lempeng tektonik aktif dan cekungan sedimen (sedimentary basins). Magma sebagai sumber panas yang umum pada sistem panasbumi terjadi karena proses pelelehan pada mantel atau penurunan temperature sebagai akibat masuknya air dari permukaan bumi selama proses subduksi (Sigurdsson, 2000).

Sementara dapur magma (magma chambers) secara umum dibagi menjadi tiga (Marsh, 2000), yaitu:

a) *Sills dan Dikes*

Merupakan batuan lokal dengan bentuk paralel. Dikes berperan sebagai jalur transport magma dan sills sebagai tempat menyimpan magma. Ketebalan sills dan dikes dapat mencapai beberapa centimeter sampai lebih dari satu kilometer.

b) *Necks, Plugs dan Stocks*

Merupakan batuan intrusi yang memiliki bentuk silinder vertikal. Diameter batuan dapat mencapai 100 m sampai 1,5 km.

c) *Plutons*

Merupakan batuan dengan bentuk seperti bola yang berada di daerah vulkanik yang terhubung dengan subduksi lempeng (*plate subduction*). Memiliki diameter sekitar 2-10 km.

Sumber panas mengalirkan panas melalui tiga proses yaitu: konduksi, konveksi dan radiasi (Gupta and Roy, 2007). Pada sistem panasbumi, perpindahan panas biasa terjadi melalui proses konduksi dan konveksi. Konduksi merupakan proses transfer energi kinetik dari molekul atau atom suatu benda yang panas kepada benda yang lebih dingin. Proses perpindahan panas secara konduksi terjadi

pada bagian bumi yang padat yaitu litosfer. Sementara konveksi merupakan proses transfer panas dengan melibatkan perpindahan massa molekul-molekul dari satu tempat ke tempat lainnya. Transfer panas secara konveksi terjadi pada bagian bumi yang carir (viscous) yaitu astenosfer.

Tipe-tipe fluida panasbumi (Moehadi, 2009), yaitu:

a). *Juvenille water*

Merupakan air baru yang berasal dari magma primer yang kemudian menjadi bagian dari hidrosfera.

b). *Magmatic water*

Merupakan air yang berasal dari magma, sejak magma bersatu dengan air meteorik atau air dari material sedimen.

c). *Meteoric water*

Merupakan yang berada di lingkungan atmosfera.

d). *Connate water*

Merupakan fosil air yang berhubungan dengan atmosfera selama periode geologi yang panjang. Air ini tertutup oleh formasi batuan yang tebal dimana di dalam cekungan sedimentasi. Connate water merupakan air yang umumnya dihasilkan dari laut, tetapi telah mengalami perubahan oleh proses fisika dan kimia.

2. Reservoar Panasbumi (*Geothermal Reservoir*)

Reservoar panasbumi merupakan batuan yang memiliki prosositas dan permeabilitas yang baik sehingga fluida dapat terakumulasi untuk dipanaskan oleh

sumber panas. Selain memiliki porositas dan permeabilitas yang baik, reservoar panasbumi dikatakan produktif dengan syarat memiliki volume yang besar, suhu yang tinggi dan jumlah fluida yang banyak. Panas dari fluida pada batuan reservoir akan di ekstrak untuk digunakan sebagai sumber energi panasbumi (Torkis, 2012).

3. Batuan Penudung (*Cap Rock*)

Batuan penudung atau cap rock pada sistem panasbumi berguna untuk menjaga agar panas yang berasal dari reservoar tidak keluar ke permukaan. Batuan penudung memiliki karakteristik yaitu permeabilitas yang rendah, tebal, dan berada di atas reservoar. Pada batuan penudung sering terjadi proses alterasi yang disebabkan oleh interaksi fluida saat melewati batuan sehingga dapat menjadi indikator adanya system panasbumi pada suatu daerah (Torkis, 2012).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilakukan di:

Lokasi Penelitian	:	Kabupaten Manggarai Barat, Provinsi Nusa Tenggara Timur
Tempat Processing	:	Laboratorium JurusanTeknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung
Alamat	:	Jalan Dr. Soemantri Brojonegoro No.1 Bandar Lampung

B. Alat dan Bahan

Data penelitian ini merupakan data sekunder, yang diperoleh dari Prosiding Badan Geologi Kementrian ESDM, Pusat Survei Geologi (PSG) Bandung yang merupakan data gayaberat hasil dari digitasi ulang peta Anomali Beugeur Lengkap daerah panas bumi Wae Sano.

Adapun alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian ini adalah:

1. Laptop
2. Lembar Peta *Anomali Bougeur* Lengkap daerah Panas Bumi Wae Sano.
3. Lembar Peta Geologi Derah Panas Bumi Wae sano.
4. Software Surfer 12

5. Software Microsoft Word dan Excel 2017
6. Software Numeri
7. Geosoft Oasis Montaj 6.4.2
8. ArcGis 10.3
9. Grav3D

C. Prosedur Penelitian

Adapun prosedur pelaksanaan penelitian ini, yaitu:

1. Pengolahan Data

Data gayaberat yang diolah adalah data gayaberat sekunder dalam bentuk peta kontur anomali Bouguer dengan format raster. Pada proses ini dilakukan digitalisasi ulang dari peta kontur anomali Bouguer untuk mendapatkan nilai anomali sehingga didapatkan peta kontur anomali Bouguer yang baru.

2. Filtering Data Anomaly

a. Analisis Spectrum

Analisis spektrum dilakukan untuk mengestimasi lebar jendela serta estimasi kedalaman anomali. Analisis spektrum dilakukan dengan cara mentransformasi Fourier lintasan yang telah ditentukan pada peta kontur.

Pada proses ini peta anomali Bouguer daerah penelitian yang telah didapat kemudian dilakukan slice dengan 4 lintasan lalu ditransformasi *fourrier* dengan menggunakan software *Numeri* digunakan sebagai analisis spektrum untuk menentukan lebar jendela.

b. Pemisahan Anomaly Regional Residual

Pada proses ini anomali gayaberat difilter dengan menggunakan metode moving average dengan menggunakan filter elkins, frekuensi yang kemudian diubah menjadi lebar jendela.

Peta penyebaran anomali regional merupakan tampilan hasil pengolahan atau hasil penyaringan dari data anomali Bouguer. Penyaringan ini dilakukan untuk menunjukan efek atau respon anomali dalam. Peta penyebaran anomali residual merupakan tampilan data hasil pengurangan data anomali Bouguer terhadap anomali regional. Dimana data anomali residual mempunyai respon anomali dangkal.

3. Analisis *Second Vertical Derivative* (SVD)

Second Vertical Derivative (SVD) atau turunan kedua secara vertikal digunakan untuk menentukan batas-batas struktur yang ada di daerah penelitian. Analisis *second vertical derivatif* (SVD) dilakukan pada peta anomali Bouger, peta anomali regional dan peta anomali residualnya sehingga didapatkan nilai anomali nol yang diindikasikan sebagai patahan.

Dimana pada anomali residual, peta SVD akan menunjukkan patahan yang relatif dangkal sedangkan pada anomali regional dapat menunjukkan patahan yang relatif lebih dalam.

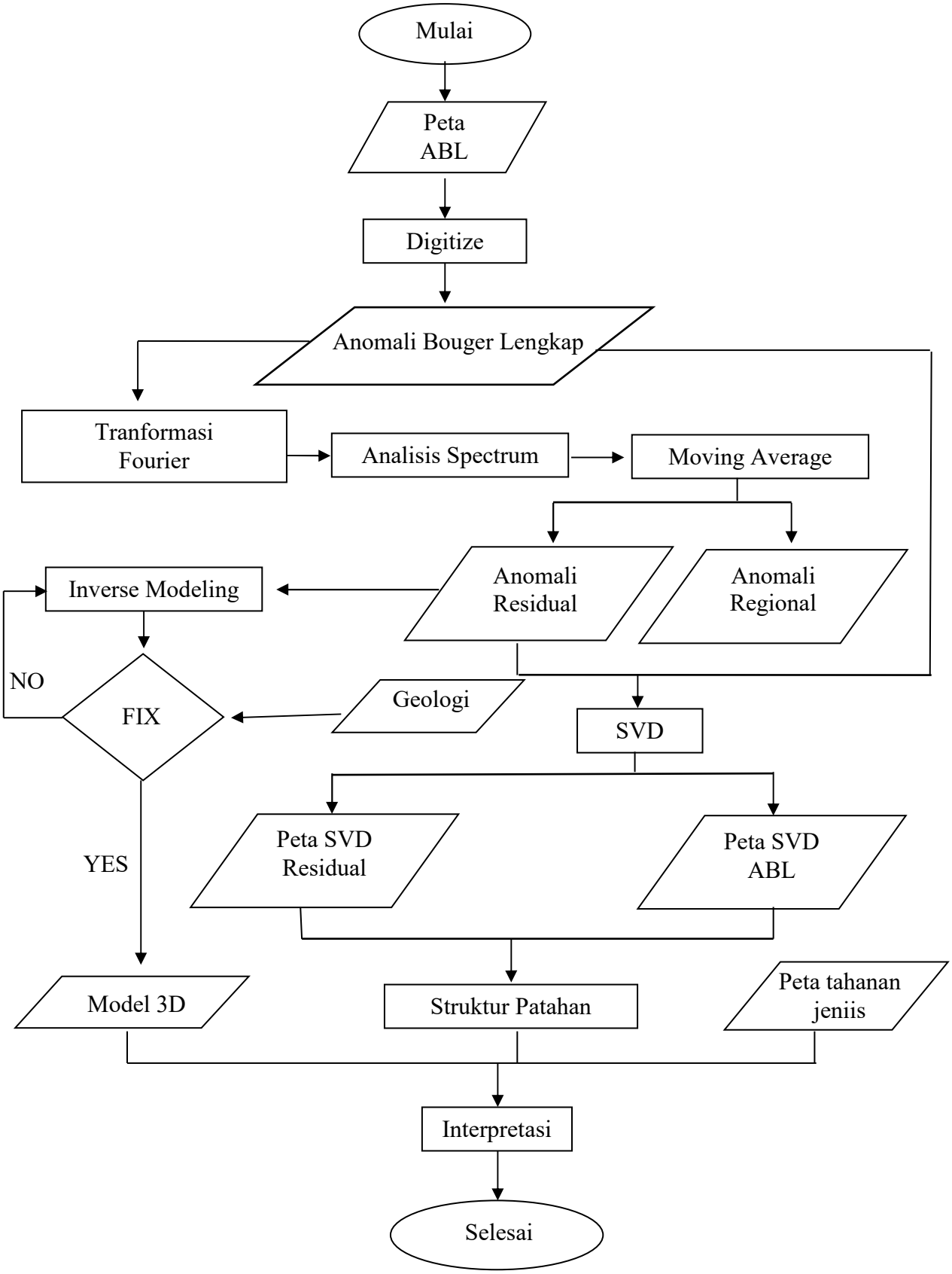
4. Pemodelan bawah permukaan

Dari peta anomali Bouguer dan peta anomali residual dilakukan permodelan tiga dimensi dengan metode *inverse modelling* untuk melihat lebih jelas sebaran densitas struktur bawah permukaan daerah penelitian

Pemodelan inversi pada penelitian ini dilakukan menggunakan software Grav3D. Dengan input data anomali Bouguer (*.grv), anomali residual (*.grv), topografi (*.dat) dan mesh (*.dat), sehingga didapatkan output data berupa model 3D daerah penelitian yang mendekati keadaan yang sebenarnya. Hasil penelitian kemudian diinterpretasikan dengan membandingkannya dengan data geologi yang ada.

D. Diagram Alir

Adapun diagram alir dalam pengolahan data sebagai berikut pada Gambar 20



Gambar 20. Diagram Alir Penelitian

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Dari penelitian yang telah dilakukan, maka diperoleh kesimpulan sebagai berikut

1. Anomali Bouguer daerah penelitian mempunyai nilai 76 mGal hingga 112 mGal. Nilai anomali Bouguer tinggi yang memiliki rentang nilai 95mGal hingga 112 mGal umumnya mendominasi bagian utara daerah penelitian.Nilai anomali Bouguer sedang yang memiliki rentang nilai 86 mGal hingga 94 mGal umumnya menempati bagian timur laut daerah penelitian Nilai anomali Bouguer rendah yang meliki rentang nilai 76 mGal hingga 84 mGal berada di bagian selatan penelitian
2. Hasil dari analisis SVD anomali Bouguer dan SVD residual menunjukkan bahwa struktur patahan hasil SVD berkorelasi dengan patahan geologi. Patahan dominan berada disekitar danau Sano Ngoang.
3. Hasil inversi 3D anomali residual daerah penelitian memiliki rentang nilai densitas 2.182 gram/cc hingga 2.382 gram/cc. Zona yang diduga sebagai reservoar memiliki kontras densitas dari 2.1 gram/cc sampai 2.27 gram/cc dengan kedalaman 1500 meter.
4. Hasil survey AMT daerah penelitian memiliki rentang nilai resistivitas mulai dari 1 ohm-m hingga 609 ohm-m. Sebaran resistivitas rendah < 20 ohm-m yang

terdapat di bagian barat daya diduga sebagai lapisan batuan yang berfungsi sebagai batuan penudung (clay cap) dari sistem panas bumi Waesano yang memiliki kedalaman 1000 meter.

5. Daerah prospek panas bumi Waesano terdapat di bagian barat daya daerah survei gaya berat dan AMT. Hal ini didukung oleh adanya delineasi nilai densitas rendah dan tahanan jenis rendah.

B. Saran

Perlu dilakukan penelitian lebih lanjut untuk mengetahui potensi energi panasbumi daerah penelitian.

DAFTAR PUSTAKA

Blakely, R.J. 1996. *Potensial Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.

Elkins, T.A. 1951. The Second Derivative Method of Gravity Interpretation. *Geophysics.* XVI: 29 – 50.

Goff, F. and Cathy J.J. 2000. *Encyclopedia of Volcanoes: Geothermal system*, Academic Press, 817-834 pp

Gupta, H., and Roy, S. 2007. *Geothermal Energy: An Alternative Resource For 21ST Century*. Elsevier. Oxford.

Gylfi Pall Herslr and Axel Bjornsson. 199). *Geophysical Exploration For Geothemal Resources Principles and application*, UNU Geothermal Training Programme Reykjavik, Iceland.

Katili, J. A. 1975. *Volcanism and Plate Tectonics in The Indonesia Island Arcs. Tectonographysics*, 165-188.

Kearey, P. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration 3rd Edition*. Blackwell ltd. London.

Kholid, M., Takodama, I, dan Nurdin, M. N. 2010. Survey Terpadu Gayaberat dan Audio Magnetoteluric (AMT) Daerah Panasbumi Waesano, Kabupaten Manggarai Barat, Provinsi Nusa Tenggara Timur. *Proceeding Pemaparan Hasil- hasil Kegiatan Lapangan dan Non Lapangan Tahun 2010, Pusat Sumber Daya Geologi.*

Koesomadinata, S., Noya, Y, dan Kadarisman, D .1994. *Peta Geologi Lembar Ruteng*, skala 1 : 250.000. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.

Lahti, I., 2015. Audiomagnetotelluric (AMT) Measurements : A New Tool For Mineral Exploration And Upper Crustal Research at The Geological Survey of Finland: *GEOLOGICAL SURVEY FINLAND SPECIAL PAPPER 57, 155-172.*

Marsh, B.D. 2000.*Magma Chambers*. Academic Press. Maryland.

McCoy, A., 2011. Geothermal Resources in the Pacific Islands : The Potentialof Power Generation to Benefit Indigenous Communities . *Proceeding Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University. California.

Moehadi, M. 2009.*Geologi Dasar*. Universitas Indonesia. Depok.

Octonovrilya, L. dan Pudja, P. 2009. Analisa Perbandingan Anomaly Gravitasi dengan persebaran intrusi air asin (Studi kasus Jakarta 2006-2007). *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*. Vol.10 No.1 : AMG.

Permata, S.I. 2012. *Studi Komaparasi Metode Filtering untuk Pemisahan Anomali Residual dan Regional dari Data Anomali Bouger*. Skripsi. Program Sarjana UI.

Putrohari, D.R. 2009. Limbah Panasbumi Mengandung Emas. http://rovicky.wordpress.com/2009/12/30/limbah-panas-bumi-mengandung-emas/. Diakses tanggal 12 November 2019.

Reynolds, J.M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics.* Chichester. Jhon Wiley and Sons.

Robinson, E., and Caruh, C. 1988. *Basic Exploration Geophysics.* Chichester. Jhon Wiley and Sons.

Rodi, W. dan Mackie, R . 2001. Nonlinear Conjugate Gradient Algorithm for 2-D Magnetotelurik Inversion. *Geophysics* : Vol.66, 174-187.

Rogers, S. 2005. *Data Processing User Guide*. Phoenix Geophysics. Canada

Rosid, S., 2005. *Gravity Method in Exploration Geophysics*. Universitas Indonesia. Depok

Rulia, C., 2012. *Pengolahan Data Magnetotellurik 2-Dimensi Pada Lapangan Panasbumi Marana, Sulawesi Tengah*. Skripsi. Universitas Indonesia. Depok.

Sarkowi, M. 2014. *Eksplorasi Gaya Berat*. Graha Ilmu. Yogyakarta.

Sigurdsson, H. 2000. *History of Volcanology. Rhode Island.* Academic Press.

Supriyanto. 2007. *Analisis Data Geofisika: Memahami Teori Inversi*. Departemen Fisika-FMIPA UI. Depok.

Susanti, N. 2011. *Pemodelan Sistem Panas Bumi Pincara Kabupaten LuwuUtara Sulawesi Selatan Berdasarkan Data Geofisika.* Tesis. Program Pascasarjana UI.

tanahair.indonesia.go.id. 2018. Peta Shp Kabupaten Simalungun. *Diakses tanggal 08 November 2018.*

Telford, W.M., Geldart, L.P. dan Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics 2nd edition*. Cambridge Univ. Press. United Kingdom.

Torkis, R. 2012. *Analisa dan Pemodelan Struktur Bawah Permukaan Berdasarkan Metode Gayaberat di Daerah Prospek Panas Bumi Gunung Lawu*. Skripsi. Universitas Indonesia. Depok.

Yunan, A., Pramudya, B., Sutjahjo, S., Tambunan, A. dan Rangkuti, Z. 2013. Sustainable Development Model of Geothermal Energy : A Case Study at Darajat Geothermal Power Plant, Garut Indonesia.. *Journal of Natural Sciences Research* : Vol.3, No.7.