



TUGAS AKHIR - RF184838

**IDENTIFIKASI STRUKTUR GEOLOGI SESAR MENGGUNAKAN
METODE MAGNETOTELURIK STUDI KASUS LINTASAN
SURABAYA - TULUNGAGUNG, JAWA TIMUR**

DINDA INDIANA BOUNIGETA
0341154000018

DOSEN PEMBIMBING
WIEN LESTARI, S.T., M.T.
MARIYANTO, S.Si., M.T.

Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2019



TUGAS AKHIR - RF184838

**IDENTIFIKASI STRUKTUR GEOLOGI SESAR MENGGUNAKAN
METODE MAGNETOTELURIK STUDI KASUS LINTASAN
SURABAYA - TULUNGAGUNG, JAWA TIMUR**

**DINDA INDIANA BOUNIGETA
0341154000018**

**DOSEN PEMBIMBING
WIEN LESTARI, S.T., M.T.
MARIYANTO, S.Si., M.T.**

**Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2019**

Halaman ini sengaja dikosongkan



FINAL PROJECT - RF184838

**FAULTS STRUCTURES IDENTIFICATION USING
MAGNETOTELLURIC METHOD: A CASE STUDY OF SURABAYA
- TULUNGAGUNG LINE, JAWA TIMUR**

**DINDA INDIANA BOUNIGETA
0341154000018**

**ADVISORS
WIEN LESTARI, S.T., M.T.
MARIYANTO, S.Si., M.T.**

**Department of Geophysical Engineering
Faculty of Civil Environmental and Geo Engineering
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2019**

Halaman ini sengaja dikosongkan

HALAMAN PENGESAHAN

Tugas akhir ini diajukan oleh

Nama : Dinda Indiana Bounigeta
NRP : 0341154000018
Departemen : Teknik Geofisika
Judul Tugas Akhir : Identifikasi Struktur Geologi Sesar Menggunakan Metode Magnetotelurik Studi Kasus Lintasan Surabaya – Tulungagung, Jawa Timur

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

Surabaya, 19 Juli 2019

1. 
.....
Wien Lestari, S.T., M.T. (Pembimbing 1)
NIP. 19811002 201212 2 003
2. 
.....
Mariyanto, S.Si., M.T. (Pembimbing 2)
NIP. 19912017111044
3. 
.....
Anik Hilyah, S.Si., M.T. (Penguji 1)
NIP. 19790813 200812 2 002
4. 
.....
Nita Ariyanti, S.T., M.Eng. (Penguji 2)

Mengetahui,

Kepala Laboratorium Petrofisika

Departemen Teknik Geofisika

Fakultas Teknik Sipil, Lingkungan Dan Kebumihan

Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya



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

v

Halaman ini sengaja dikosongkan

PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR

Saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan tugas akhir saya dengan judul “Identifikasi Struktur Geologi Sesar Menggunakan Metode Magnetotelurik Studi Kasus Lintasan Surabaya – Tulungagung, Jawa Timur” adalah benar- benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diizinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya sendiri.

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

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

Surabaya, 19 Juli 2019

Dinda Indiana Bounigeta
NRP. 0341154000018

Halaman ini sengaja dikosongkan

IDENTIFIKASI STRUKTUR GEOLOGI SESAR MENGGUNAKAN METODE MAGNETOTELURIK STUDI KASUS LINTASAN SURABAYA – TULUNGAGUNG, JAWA TIMUR

Nama : Dinda Indiana Bounigeta
NRP : 0341154000018
Departemen : Teknik Geofisika
Dosen Pembimbing 1 : Wien Lestari, S.T., M.T.
Dosen Pembimbing 2 : Mariyanto, S.Si., M.T.

ABSTRAK

Letak Jawa Timur yang berada di wilayah tektonik aktif mengakibatkan terbentuknya struktur sesar yang tidak jarang menyebabkan gempa darat yang cukup merusak. Berdasarkan kondisi tersebut, perlu dilakukan penelitian untuk pendugaan keberadaan struktur sesar dan geometrinya di wilayah Jawa Timur bagian utara selatan. Struktur sesar dapat diidentifikasi menggunakan metode magnetotelurik melalui adanya *discontinue electricity* pada penampang resistivitas 2D MT. Penelitian ini menggunakan data magnetotelurik sebanyak 11 titik yang terbagi dalam 2 lintasan yang memiliki arah relatif baratdaya – timurlaut, yang mana kedua *line* tersebut melintasi memotong tegak lurus antiklin Guyangan. Identifikasi struktur sesar yang dilakukan selain berdasarkan penampang resistivitas 2D MT juga didukung dengan peta anomali gaya berat residual dan peta geologi wilayah pengukuran. Anomali residual yang digunakan diperoleh berdasarkan pengolahan data anomali Bouguer dari topex. Berdasarkan hasil pengolahan metode magnetotelurik diperoleh hasil berupa munculnya anomali *low resistivity* di *line 1* dan *line 2* dengan nilai resistivitas 22 – 230 Ohm.m di bawah titik MT04, MT1-5, SBY15, SBY12 dan SBY08 yang diduga merupakan zona sesar. Hasil penampang anomali residual juga menunjukkan zona *low density* di bawah titik MT04, MT1-5, SBY15, SBY12 dan SBY08 dengan pola kontur fluktuasi *high anomaly* dan *low anomaly* berarah relatif barat – timur. Hasil *overlay* penampang metode MT dan penampang metode gaya berat menunjukkan kecocokan letak anomali dengan panjang anomali 10 km dan lebar anomali 4 km yang diduga sebagai struktur Sesar Kendeng dan juga sesar baru di zona Solo pada kedalaman 5 – 10 km di bawah MT04. Hasil yang diperoleh penelitian ini selanjutnya dapat dikaji lebih lanjut terkait *slip rate* dari struktur sesar yang terekam untuk mengetahui arah kemenerusan sesar dan seberapa aktif sesar tersebut.

Kata kunci: Jawa Timur, Magnetotelurik, Resistivitas, Sesar

Halaman ini sengaja dikosongkan

FAULTS STRUCTURES IDENTIFICATION USING MAGNETOTELLURIC METHOD: A CASE STUDY OF SURABAYA – TULUNGAGUNG LINE, JAWA TIMUR

Name : Dinda Indiana Bounigeta
Student ID : 0341154000018
Department : Geophysical Engineering
Advisor 1 : Wien Lestari, S.T., M.T.
Advisor 2 : Mariyanto, S.Si., M.T.

ABSTRACT

East Java is located in an active tectonic region, resulting in the formation of a fault structure which often causes earthquakes. According to that conditions, it is necessary to search the existence and estimate the geometry of the fault structure in northern – southern region of East Java. The faults can be identified through existence of discontinued resistivity value on 2D MT resistivity profile. This research used magnetotelluric data in 11 spots, divided into 2 lines which had relatively southwest-northeast. Those two lines crossed vertically the Guyangan anticline. Further, identification of faults structure applied was based on the profile of the 2D MT resistivity and supported with map of residual gravity anomaly and geological map of measuring site. Residual anomaly was gained from processing Bouguer anomaly from topex. According to the result of magnetotelluric method, it showed that existence of low resistivity anomaly in the Line 1 and Line 2 by resistivity value of 22-230 Ohm.m under the point of MT04, MT1-5, SBY15, SBY12 and SBY08, assumed as faults zone. In addition, the result of residual anomaly depicted that low density zone was under the point of MT04, MT1-5, SBY15, SBY12 and SBY08, where the pattern of fluctuate contour was high and low anomaly, relatively east-west. The result of overlay in the profile of MT method and profile of gravity demonstrated suitability of anomaly site and anomaly continuity westward-eastward by anomaly's length of 10 km and width of 4 km. Such anomaly was assumed as Kendeng Faults and new faults in Solo zone, 5-10 km below MT04. The result of this research can be further investigated regarding the slip rate and dipping of the faults structure.

Key Words: East Java, Faults, Magnetotelluric, Resistivity

Halaman ini sengaja dikosongkan

KATA PENGANTAR

Puji syukur kehadiran Tuhan Yang Maha Esa atas rahmat dan karunia-Nya kepada kita semua sehingga saya dapat menyelesaikan Laporan Tugas Akhir dengan judul “**IDENTIFIKASI STRUKTUR GEOLOGI SESAR MENGGUNAKAN METODE MAGNETOTELURIK STUDI KASUS LINTASAN SURABAYA – TULUNGAGUNG, JAWA TIMUR**”. Laporan tugas akhir ini disusun sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Departemen Teknik Geofisika. Penulis menyadari dalam penyusunan laporan tugas akhir ini tidak akan selesai tanpa bantuan dari berbagai pihak, oleh karena itu pada kesempatan ini saya ingin mengucapkan terima kasih kepada:

1. Bapak Didik dan Bunda Niken sebagai orang tua penulis yang selalu memberikan dukungan moril dan materil kepada penulis setiap waktu,
2. Wien Lestari, S.T., M.T. selaku Kepala Laboratorium Petrofisika Departemen Teknik Geofisika Institut Teknologi Sepuluh Nopember dan Dosen pembimbing I tugas akhir yang senantiasa memberi saran dan bimbingan dari penyusunan proposal hingga terselesaikannya laporan tugas akhir ini,
3. Maryanto, S.Si., M.T. selaku Dosen pembimbing II tugas akhir yang senantiasa memberi saran dan bimbingan dari penyusunan proposal hingga terselesaikannya laporan tugas akhir ini,
4. Lutfi Ismail, S.Si. selaku pembimbing pengerjaan tugas akhir di PT. NewQuest Geotechnology yang telah membagi pengetahuannya kepada penulis selama melakukan pengolahan data,
5. Kidhot Kasjuaji, S.S., M.A. selaku peneliti dan aktivis di Universitas Islam Indonesia yang telah memberi dukungan moril secara tidak langsung kepada penulis,
6. Eka Harris Suryawan selaku *partner* berjuang dalam susah dan senang yang selalu memberi apresiasi dan dukungan moril kepada penulis,
7. Teman - teman TG 4 khususnya Silvia Veronica dan Ilham Rizki selaku *partner* Tugas Akhir di PT. NewQuest Geotechnology, Firman Aditya, Nadia Putri serta Catur Rizkillah yang senantiasa memberikan apresiasi dan dukungan kepada penulis.

Penulis menyadari bahwa masih terdapat kekurangan dalam penyusunan laporan tugas akhir ini. Oleh karena itu penulis mengharapkan adanya saran yang membangun sebagai pembelajaran bagi penulis untuk lebih baik lagi. Akhir kata semoga laporan ini dapat bermanfaat bagi semua orang.

Surabaya, 19 Juli 2019

Penulis

Halaman ini sengaja dikosongkan

DAFTAR ISI

HALAMAN PENGESAHAN	v
PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR.....	vii
ABSTRAK	ix
ABSTRACT	xi
KATA PENGANTAR	xiii
DAFTAR ISI	xv
DAFTAR GAMBAR.....	xix
DAFTAR TABEL.....	xxiii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah	2
1.3 Batasan Masalah.....	2
1.4 Tujuan	3
1.5 Manfaat	3
1.6 Target Luaran.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	5
2.1 Geologi Regional Jawa Timur	5
2.1.1. Sejarah Tektonik.....	5
2.1.2. Fisiografi Regional	6
2.1.3. Stratigrafi Regional.....	8
2.2 Pola Struktur Pulau Jawa	8
2.3 Struktur Geologi Sesar Aktif di Pulau Jawa.....	11
2.4 Struktur Geologi Sesar Aktif di Wilayah Jawa Timur	13
2.5 Metode Magnetotelurik	14
2.5.1. Sumber Gelombang Elektromagnetik	16
2.5.2. Persamaan Maxwell.....	17
2.5.3. Impedansi (Z)	19
2.5.4. Resistivitas Semu dan Fase	20

2.5.5. Skin Depth	21
2.5.6. Koreksi Pergeseran Statik	21
2.5.7. Mode Pengukuran Magnetotelurik	22
2.5.8. Pemodelan Inversi 2D Magnetotelurik	23
2.6 Metode Gaya Berat	24
2.6.1. Teori Dasar Gaya Berat	25
2.6.2. Anomali Bouguer	25
2.6.3. Metode Moving Average	26
2.7 Penelitian Terdahulu	26
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	29
3.1 Desain Akuisisi Data	29
3.2 Peralatan dan Data	30
3.2.1 Peralatan	30
3.2.2 Data	30
3.3 Diagram Alir Penelitian	31
3.4 Penjelasan Diagram Alir	32
3.4.1 Pre-processing	32
3.4.2 Crosspower Selection Menggunakan Edi Selector	38
3.4.3 Static Shift Correction Menggunakan Static Shifter-X	41
3.4.4 Smoothing Data Magnetotelurik Tahap Lanjut	45
3.4.5 Pemodelan Inversi 2D	48
3.4.6 Interpretasi Model 2 Dimensi Magnetotelurik dengan Peta Anomali Gaya Berat Residual	49
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	51
4.1 Kualitas Data Time Series	51
4.2 Kurva Resistivitas Semu dan Fase Magnetotelurik	54
4.3 Koreksi Statik Data Magnetotelurik	58
4.4 Pemodelan Inversi 2D Magnetotelurik	60
4.5 Interpretasi Model 2D Magnetotelurik	63

4.6 Interpretasi Model 2D Magnetotelurik dengan Peta Anomali Gaya Berat Residual dan Peta Geologi	66
BAB V SIMPULAN DAN SARAN	75
5.1 Simpulan.....	75
5.2 Saran.....	75
DAFTAR PUSTAKA	77
PROFIL PENULIS	81

Halaman ini sengaja dikosongkan

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2. 1 Peta geologi Lembar Jawa bagian Timur (Modifikasi setelah Gafoer dan Ratman, 1999).....	5
Gambar 2. 2 Peta Fisiografi Jawa Timur (Van Bemmelen, 1949 dalam Husein, 2016).....	7
Gambar 2. 3 Kolom Komposit Stratigrafi Jawa Timur (Van Bemmelen 1949 dalam Husein, 2016).....	9
Gambar 2. 4 Peta pola struktur Pulau Jawa, (Sribudiyani, 2003).....	10
Gambar 2. 5 Peta sesar aktif di Pulau Jawa ditinjau dari slip rate-nya (Pusat Studi Gempa Nasional, 2017).....	12
Gambar 2. 6 Peta titik persebaran gempa di wilayah Jawa Timur (Pusat Studi Gempa Nasional, 2017).....	13
Gambar 2. 7 Penampang 3D titik persebaran gempa di wilayah Jawa Timur tampak utara dan selatan.....	13
Gambar 2. 8. Peta pola struktur sesar aktif di wilayah Jawa Timur (Sribudiyani, 2003).....	14
Gambar 2. 9 Penjalaran Gelombang Elektromagnetik (Unsworth, M., 2016)..	15
Gambar 2. 10 Sumber medan elektromagnetik frekuensi rendah (D. Chave dan D. Jones, 2012).....	17
Gambar 2. 11 Mode Pengukuran MT (Unsworth, 2016).....	23
Gambar 2. 12 Konsep 2-D Magnetotellurik (Bahr dan Simpson, 2005).....	24
Gambar 2. 13 Skema pengukuran continuous magnetotelluric profiling dan conventional magnetotelluric survey (Unsworth dkk., 1999).....	27
Gambar 2. 14 Hasil pengukuran magnetotellurik di wilayah a). Carrizo Plain, b). Parkfield (Unsworth dkk., 1999).....	27
Gambar 3. 1 Peta titik pengukuran magnetotellurik dalam peta geologi Jawa Timur (Modifikasi setelah Gafoer dan Ratman, 1999).....	30
Gambar 3. 2 Diagram alir penelitian.....	31
Gambar 3. 3 Hasil import data time series titik MT01 : frekuensi 64 kHz (kiri atas), frekuensi 4 kHz (kanan atas) dan frekuensi 128 Hz (bawah).....	33
Gambar 3. 4 Proses resampling data.....	33
Gambar 3. 5 Setting Window Function.....	34
Gambar 3. 6 Setting processing method impedance calculation.....	36

Gambar 3. 7 Proses windowing, fourier transform dan transfer function	37
Gambar 3. 8 Hasil dari tahapan pre-processing titik MT 01 dengan domain frekuensi.....	37
Gambar 3. 9 Tampilan awal software Edi Selector	38
Gambar 3. 10 Proses input data pada software Edi Selector	39
Gambar 3. 11 Kurva resistivas dan fase sebelum dilakukan proses seleksi crosspower	40
Gambar 3. 12 Kurva resistivas dan fase setelah dilakukan proses seleksi crosspower	40
Gambar 3. 13 Tampilan awal software Static shifter-X.....	41
Gambar 3. 14 Contoh input data format dts pada notepad.....	42
Gambar 3. 15 Komparasi kurva resistivitas titik MT 1-5 sebelum dan sesudah koreksi statik dengan Static shifter-X	43
Gambar 3. 16 Komparasi kurva resistivitas titik MT 03 sebelum dan sesudah koreksi statik dengan Static shifter-X yang tidak ideal	43
Gambar 3. 17 Nilai acuan koreksi statik hasil penghitungan perangkat lunak Static shifter-X dengan metode averaging	43
Gambar 3. 18 Setting parameter import MT data.....	44
Gambar 3. 19 Peta elevasi lintasan pemodelan magnetotelurik	44
Gambar 3. 20 Kurva magnetotelurik MT 1-5 sebelum dikoreksi statik	45
Gambar 3. 21 Kurva magnetotelurik MT 1-5 setelah dikoreksi statik	45
Gambar 3. 22 Kurva magnetotelurik MT 1-5 sebelum dilakukan proses smoothing curve	46
Gambar 3. 23 Kurva magnetotelurik MT 1-5 setelah dilakukan smoothing D+	47
Gambar 3. 24 Kurva magnetotelurik MT 1-5 setelah dilakukan smoothing Sutarno phase consistent.....	47
Gambar 3. 25 Kurva magnetotelurik MT 1-5 setelah dilakukan smoothing numerical.....	48
Gambar 3. 26 Model awal penampang resistivitas 2D	49
Gambar 4. 1 Data time series daerah penelitian: a) frekuensi tinggi, b) frekuensi menengah dan c) frekuensi rendah.....	52
Gambar 4. 2 Kurva magnetotelurik titik MT 05.....	54

Gambar 4. 3 Kurva magnetotelurik titik MT 01 yang relative ideal.....	55
Gambar 4. 4 Kurva magnetotelurik titik SBY15 yang ideal	56
Gambar 4. 5 Kurva magnetotelurik titik MT 03	57
Gambar 4. 6 Kurva TE dan TM MT 1-5 sebelum dikoreksi statik	59
Gambar 4. 7 Kurva TE dan TM MT 1-5 setelah dikoreksi statik	59
Gambar 4. 8 Initial model data magnetotelurik dengan nilai 100 Ohm.m.....	61
Gambar 4. 9 Penampang hasil inversi 2 dimensi lintasan 2 dengan RMS error 20,74%.....	62
Gambar 4. 10 Penampang hasil inversi 2 dimensi lintasan 3 dengan RMS error 12,62%.....	62
Gambar 4. 11 Interpretasi penampang 2D MT line 1.....	64
Gambar 4. 12 Interpretasi penampang 2D MT line 2.....	65
Gambar 4.13 Overlay penampang 2D magnetotelurik dengan penampang gaya berat residual line 1	68
Gambar 4.14 Overlay penampang 2D magnetotelurik dengan penampang gaya berat residual line 2	69
Gambar 4.15 Overlay penampang 2D magnetotelurik dengan penampang gaya berat residual dan peta geologi line 1	71
Gambar 4.16 Overlay penampang 2D magnetotelurik dengan penampang gaya berat residual dan peta geologi line 2	72
Gambar 4.17 Overlay penampang 2D magnetotelurik dengan penampang gaya berat residual dan peta geologi line 1 dan line 2	73

Halaman ini sengaja dikosongkan

DAFTAR TABEL

Tabel 2. 1 Nilai resistivitas batuan (Telford dkk., 1990).....	20
Tabel 3. 1 Koordinat titik pengukuran magnetotelurik	29

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Wilayah Jawa Timur merupakan wilayah tektonik aktif karena berada di dekat zona subduksi antara Lempeng Eurasia dan Lempeng Australia (Hamilton, 1973). Letaknya yang berada di wilayah tektonik aktif mengakibatkan pergerakan lempeng di wilayah tersebut sangat sering terjadi dan menghasilkan adanya struktur sesar ataupun patahan. Menurut (Wijaya dkk., 2014) dalam Asesmen Patahan Aktif di Kawasan Jawa Timur terdapat 418 patahan di wilayah Jawa Timur yang terbanyak berada di bagian selatan dan 3 diantaranya merupakan patahan aktif. Selain itu wilayah Jawa Timur diidentifikasi memiliki beberapa sesar aktif salah satunya adalah Sesar Kendeng yang diduga memotong arah barat-timur mulai dari Cepu hingga ke Sesar Flores (Koulali dkk., 2017). Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia 2017 mencatat adanya gempa tsunami di Jawa Timur pada tahun 1994 dengan magnitudo 7,6 Mw yang disebabkan oleh sesar normal dan terjadinya *swarm earthquake* dengan magnitudo 2,5 – 3,7 Mw sebanyak 33 *event* pada bulan Februari 2016 di wilayah Madiun dengan kedalaman dangkal (Abercrombie dkk., 2001 dalam (Pusat Studi Gempa Nasional, 2017). Gempa darat yang timbul akibat adanya sesar tersebut dapat memberikan dampak yang cukup merusak pada wilayah Jawa Timur yang menurut data Badan Pusat Statistik memiliki penduduk sebanyak 39,29 juta jiwa dengan kepadatan sebesar 884 jiwa/km² dan laju pertumbuhan penduduknya relatif tinggi yaitu 0,61%. Berdasarkan data-data tersebut, pendugaan keberadaan struktur sesar yang dapat menjadi sumber gempa di suatu wilayah perlu dilakukan.

Menurut (Sribudiyani, 2003) sesar aktif di wilayah Jawa Timur diduga memiliki kemenerusan ke arah timur laut – barat daya yang berada di kedalaman >5 km. Sesar tersebut dikontrol oleh pola Meratus yang tidak dapat dilihat melalui citra satelit yang memiliki keterbatasan jangkauan hingga kedalaman <13 m. Oleh sebab itu diperlukan metode lain untuk mengidentifikasi struktur sesar dengan penetrasi yang cukup dalam. Identifikasi struktur sesar dan deformasinya terkait sumber gempa telah dilakukan oleh (Chwatal dkk., 2005); (Koulali dkk., 2017); (Gunawan dan Widiyantoro, 2019) menggunakan metode resistivitas, *Ground Penetrating Radar* dan *Global Positioning System*. Penelitian tersebut menunjukkan adanya keberadaan sumber gempa baru yang berasal dari Sesar Kendeng berupa patahan yang melintang sejauh 300 km dari Semarang Jawa Tengah hingga Jawa Timur. Akan tetapi hasil penelitian tersebut belum mampu menyajikan informasi detail tentang geometri sesar dan bagaimana hubungannya dengan sistem sesar yang lebih dalam (*subduction zone*).

Metode geofisika yang terbukti mampu memetakan patahan atau sesar dengan penetrasi yang dalam adalah metode magnetotelurik dan gaya berat. Parameter fisis yang didapat dari pengukuran magnetotelurik adalah resistivitas bawah permukaan. Adanya nilai kontras resistivitas bawah permukaan dapat menunjukkan struktur geologi (Bahr dan Simpson, 2005). Metode gaya berat merupakan metode geofisika yang digunakan untuk menggambarkan struktur geologi bawah permukaan berdasarkan nilai variasi medan gravitasi akibat perbedaan densitas secara lateral (Hinze dkk., 2013). Unsworth dkk., (1999), Bedrosian (2004) dan (Hanna dkk., 1972) melakukan penelitian untuk mengidentifikasi patahan *San Andreas Fault* dengan metode magnetotelurik dan metode gaya berat. Selain itu (Tank dkk., 2005) dalam (Türkoğlu dkk., 2015) juga melakukan survei magnetotelurik untuk investigasi struktur resistivitas *North Anatolian Faults* dan zona yang lebih dalam di *mid-crust*. Beberapa studi terbaru menggunakan pengukuran magnetotelurik bawah laut dilakukan oleh Kaya dkk., (2013) dalam (Türkoğlu dkk., 2015) untuk mempelajari jalur patahan NAF di bawah Laut Marmara. Di China beberapa penelitian MT dilakukan untuk investigasi Sesar Kunlun dan Altyn Tagh yang merupakan struktur sesar geser mayor yang berasosiasi dengan batas utara dari zona *collision* India-Asia (Unsworth et al., 2004; Le Pape et al., 2012; Zhang et al., 2015) dalam (Türkoğlu dkk., 2015). Penelitian lain terkait aplikasi magnetotelurik dilakukan oleh Mekkawi dan Saleh (2007) untuk pemetaan Sesar Kalabsha di Mesir, pencitraan resistivitas bawah permukaan daerah Sesar Cimandiri (Grandis dkk., 2010) dan studi awal Sesar Zona Kendeng Jawa Timur (Lestari dkk., 2018). Oleh karena itu penerapan metode magnetotelurik pada penelitian ini diharapkan dapat menghasilkan informasi secara komprehensif dan lebih detail tentang proses deformasi struktur sesar aktif dan geometrinya di wilayah Surabaya – Tulungagung, Jawa Timur dilihat dari distribusi resistivitas bawah permukaan dan kaitannya dengan metode geofisika lainnya.

1.2 Rumusan Masalah

Permasalahan yang diangkat dalam penelitian tugas akhir ini adalah bagaimana geometri zona bawah permukaan struktur geologi sesar di lintasan Surabaya – Tulungagung, Jawa Timur berdasarkan data magnetotelurik dikorelasikan dengan peta anomali gaya berat.

1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah pada penelitian tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Data yang digunakan berupa data magnetotelurik sekunder ekstensi .ats sebanyak 6 titik yang membentang dari wilayah Surabaya hingga Tulungagung dan data magnetotelurik dengan ekstensi .edi sebanyak 5 titik di wilayah Surabaya.
2. Target dari penelitian ini berupa posisi dan geometri struktur sesar di wilayah Jawa Timur lintasan Surabaya – Tulungagung.

3. Pemodelan yang dilakukan hanya sebatas hingga pemodelan inversi 2 dimensi.
4. Data anomali gaya berat yang digunakan sebagai data pendukung merupakan data *Complete Bouguer Anomaly* yang diperoleh dari topex.ucsd.edu.

1.4 Tujuan

Tujuan dari penelitian tugas akhir ini adalah menganalisis geometri dan bawah permukaan struktur geologi sesar di wilayah Jawa Timur lintasan Surabaya – Tulungagung berdasarkan data magnetotelurik yang dikorelasikan dengan peta anomali gaya berat.

1.5 Manfaat

Manfaat dari penelitian tugas akhir ini antara lain:

1. Hasil penelitian ini dapat digunakan sebagai bahan referensi untuk studi keilmuan lain yang berkaitan dengan struktur geologi sesar di wilayah Jawa Timur lintasan Surabaya – Tulungagung.
2. Hasil penelitian ini dapat dijadikan acuan penelitian tentang potensi bencana akibat struktur geologi sesar di wilayah Jawa Timur lintasan Surabaya – Tulungagung.

1.6 Target Luaran

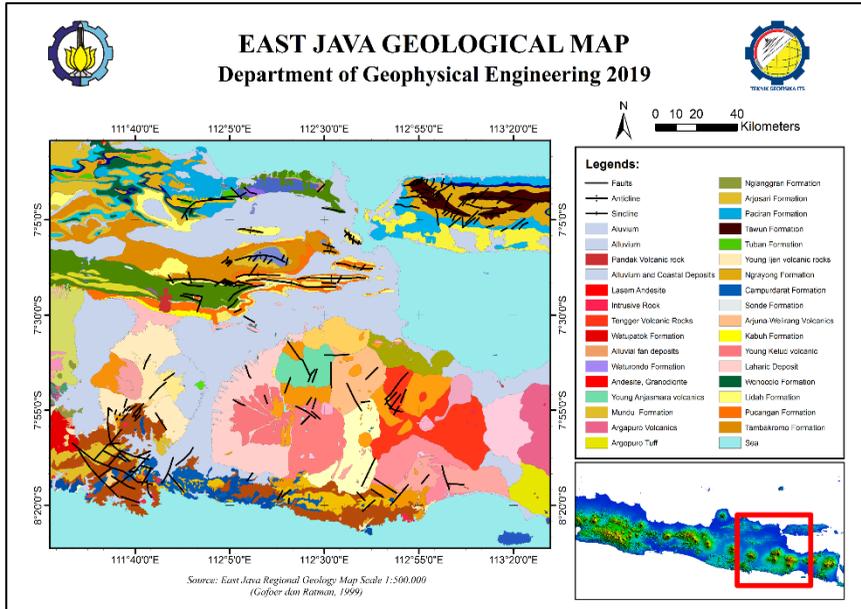
Target luaran yang dihasilkan dari penelitian ini adalah publikasi jurnal dan prosiding terindeks berskala nasional.

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional Jawa Timur

Berdasarkan gambar (2.1) struktur geologi Jawa Timur rata-rata disusun oleh Alluvium dan bentukan hasil api kwarter muda dengan presentase 44,5% dari luas wilayah darat. Batuan sedimen alluvium tersebar sepanjang Sungai Brantas dan Bengawan Solo, sedangkan batuan hasil gunung api kwarter muda tersebar di wilayah Jawa Timur bagian tengah yang membujur ke arah timur.



Gambar 2. 1 Peta geologi Lembar Jawa bagian Timur (Modifikasi setelah Gafoer dan Ratman, 1999)

Selain itu terdapat pula batuan berumur Miosen dengan persebaran 12,33 % yang tersebar di Jawa Timur bagian selatan dan utara membujur ke arah timur dan hasil gunung api kwarter tua sebanyak 9,87 % dari luas wilayah darat.

2.1.1. Sejarah Tektonik

Pulau Jawa terletak di ujung tenggara dari Lempeng Eurasia pada daratan Sundaland yang merupakan penggabungan banyak mikrokontinen asal Gondwana dan Laurasia. Secara garis besar evolusi geologi Pulau Jawa tidak jauh berbeda dengan perkembangan Pulau Sumatra. Hal ini disebabkan

disamping keduanya masih merupakan bagian dari batas tepi lempeng Mikro Sunda, juga karena masih berada dalam sistim yang sama, yaitu interaksi konvergen antara lempeng India-Australia dan Lempeng Eurasia dengan lempeng Mikro Sunda. Mikrokontinen pada wilayah *Sundaland* muncul akibat adanya subduksi di tepi selatan samudra Meso-tetis pada Yura akhir yang memicu pergerakan kerak benua di tepian barat laut Gondwana. Mikrokontinen tersebut antara lain mikrokontinen Banda dan Argo. Pada zaman kapur akhir, Jawa Timur dan bagian barat Sulawesi merupakan sebuah mikro kontinen bernama Argo yang pada akhirnya bergabung dengan *Sundaland*. Penggabungan tersebut disebabkan adanya subduksi Meso-tetis dan pemekaran Samudera Keno-tetis berarah timurlaut – baratdaya. Penggabungan tersebut juga mengakibatkan perpindahan lajur subduksi menjadi berarah timur – barat seperti sekarang ini terjadi di awal Paleogen (Hall, 2002 dalam Husein dan Nukman, 2015)

Secara lebih lengkap evolusi tektonik Pulau Jawa khususnya Jawa Timur disajikan berdasarkan pembagian waktunya sebagai berikut (Husein dan Nukman, 2015)

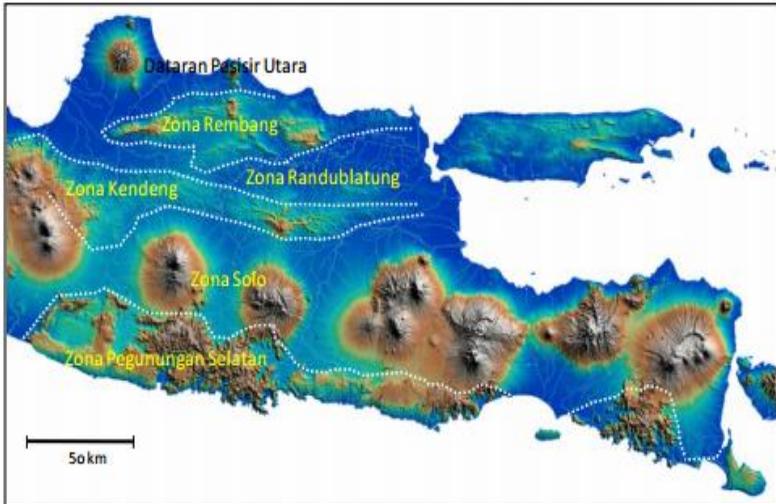
- a. Pertengahan Kapur Awal mikrokontinen Argo mengalami pemekaran yang menghasilkan dua potongan. Kedua potongan tersebut mengalami kolisi dengan bagian timur dan barat mikrokontinen Jawa Timur.
- b. Awal Kapur Akhir – Awal Paleogen posisi mikrokontinen Jawa Timur berada pada lintang 20° selatan.
- c. Pertengahan Eosen, Australia bergerak ke utara yang menyebabkan proses subduksi di selatan Sundaland. Pergeseran terjadi pada mikrokontinen Jawa Timur hingga Oligosen Awal mikrokontinen Jawa Timur mulai mengalami *collition* terhadap *Sundaland*.
- d. Akhir Oligosen mikrokontinen Jawa Timur telah berada di posisi saat ini (lintang 8° selatan).
- e. Miosen tengah hingga awal Miosen akhir, Australia bergerak ke utara sehingga memicu munculnya busur gunung api modern di sepanjang Jawa Timur.
- f. Pliosen hingga Resen, terjadi *roll-back* palung jawa sehingga menghasilkan peregangan di Laut Banda Selatan. Di ujung barat, tekanan subduksi mengakibatkan inversi Pulau Jawa membentuk fisiografi seperti sekarang.

2.1.2. Fisiografi Regional

Menurut Van Bemmelen (1949) dalam Husein (2016) fisiografi Jawa Timur yang ditunjukkan pada gambar 2.2 dibagi menjadi 6 zona antara lain:

- a. **Zona Pegunungan Utara**, terdiri dari Gunung Muria yang tersusun atas batuan *leucite*, Gunung Lasem dan Gunung Butak dengan batuan penyusun andesitik. Gunung Muria pada Kala Holosen merupakan

gunung yang berdiri sendiri tetapi sekarang dihubungkan dengan Pulau Jawa oleh dataran *alluvial* Semarang – Demak – Kedu – Pati – Rembang.



Gambar 2. 2 Peta Fisiografi Jawa Timur (Van Bemmelen, 1949 dalam Husein, 2016)

- b. **Zona Perbukitan Rembang-Madura**, merupakan sebuah daerah antiklinorium Rembang Utara dan Cepu yang berada di bagian selatannya, dengan arah memanjang dari barat ke timur. Kedua antiklinorium ini dipisahkan oleh Depresi Blora-Kening. Antiklinorium ini merupakan hasil gejala tektonik Tersier Akhir yang dapat ditelusuri hingga Selat Madura. Zona ini sejajar dengan Zona Kendeng dan dipisahkan oleh Depresi Randublatung. Zona ini tersusun atas endapan pasir dan kerikil.
- c. **Zona Depresi Randublatung**, merupakan zona depresi fisiografi maupun tektonik yang membentang antara Zona Kendeng dan Rembang. Depresi ini terbentuk pada Kala Plistosen dengan arah barat-timur. Bagian tersempitnya berada di sekitar Cepu yang melebar ke arah timur hingga Selat Madura. Zona ini juga merupakan sinklinisasi yang tersusun atas berbagai batuan sedimen tebal.
- d. **Zona Kendeng**, merupakan antiklinorium dengan panjang 250 km, lebar kurang lebih 20 km, dan ketinggiannya kurang lebih 500 m. Zona ini membentang dari Gunung Ungaran ke arah timur sampai ke daerah Mojokerto, bahkan dapat ditelusuri hingga Madura. Pegunungan Kendeng merupakan tulang punggung dari zona ini. Mulai dari daerah ini,

lebar dan ketinggiannya berangsur-angsur menurun dan antiklinnya menghilang di bawah endapan Delta Brantas di sekitar Mojokerto. Berdasarkan intensitas vulkanik dan variasi stratigrafinya, Zona Kendeng dibagi beberapa wilayah: Kendeng Barat mencakup daerah yang berbatasan dengan Gunung Ungaran di sebelah barat hingga daerah sekitar Purwodadi, Kendeng Tengah mencakup daerah Purwodadi hingga Gunung Pandan, dan Kendeng Timur mencakup daerah Gunung Pandan hingga Mojokerto.

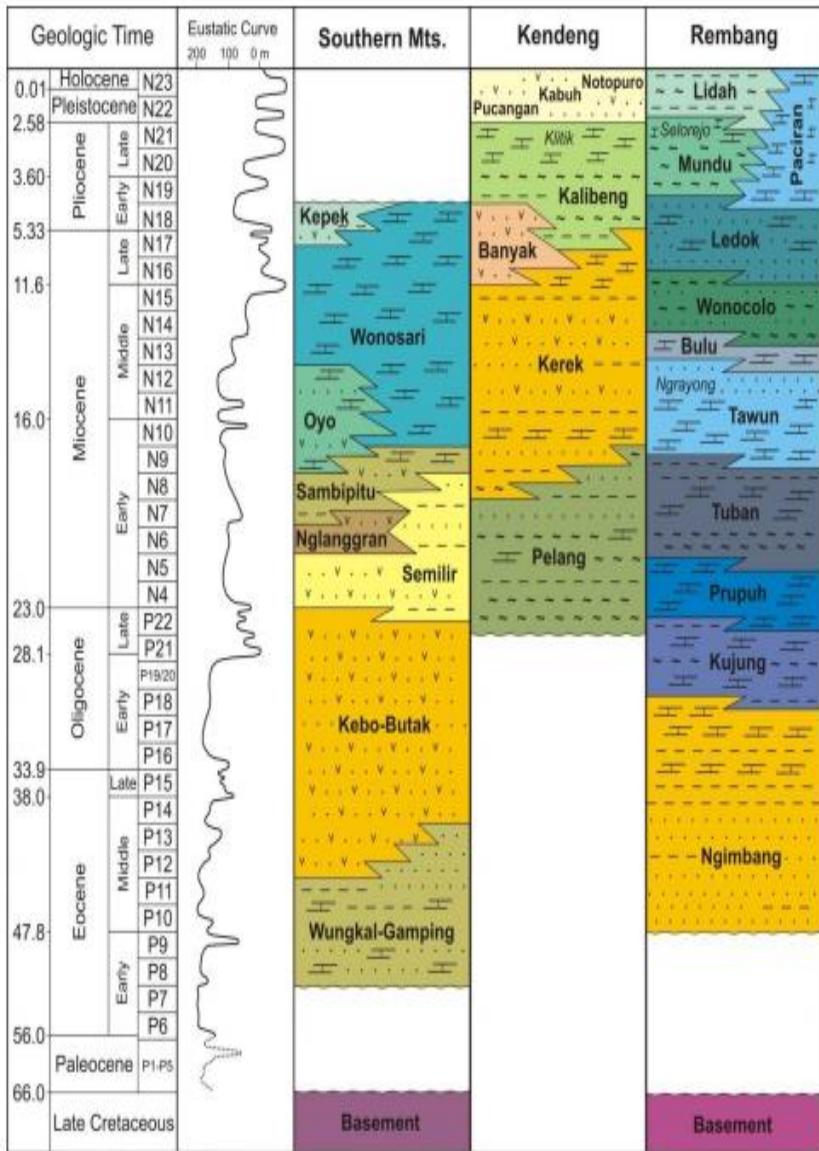
- e. **Zona Solo**, merupakan suatu depresi yang secara tektonik dan fisiografi serupa dengan Zona Bandung Jawa Barat. Zona ini tersusun oleh beberapa gunungapi muda dan dapat dibagi menjadi beberapa bagian, yaitu: Subzona Ngawi yang merupakan sebuah depresi sinklin yang berbatasan dengan Zona Kendeng di sisi selatan. Batuan *alluvial* mengisi zona ini mulai dari Delta Brantas sampai Sragen dan Ngawi hingga Jombang. Subzona Solo terbentuk oleh gunungapi-gunungapi Kuarter dan dataran *intermotan*. Subzona Blitar berbatasan dengan zona pegunungan selatan di selatan Jawa Timur.
- f. **Zona Pegunungan Selatan Jawa Timur**, merupakan suatu blok yang telah terangkat dan tererosi dengan lebar 55 km. Bagian timur terisi oleh batugamping, sedangkan bagian utara terisi oleh sedimen vulkanik.

2.1.3. Stratigrafi Regional

Stratigrafi regional yang didasarkan pada pembagian fisiografi Jawa Timur ditunjukkan pada gambar 2.3. Zona Solo dan Zona Randublatung sebagai zona depresi umumnya mengacu pada zona perbukitan atau pegunungan di dekatnya. Stratigrafi Zona Solo umumnya didekati dari stratigrafi Zona Kendeng. Stratigrafi Zona Randublatung didekati dari stratigrafi Zona Rembang.

2.2 Pola Struktur Pulau Jawa

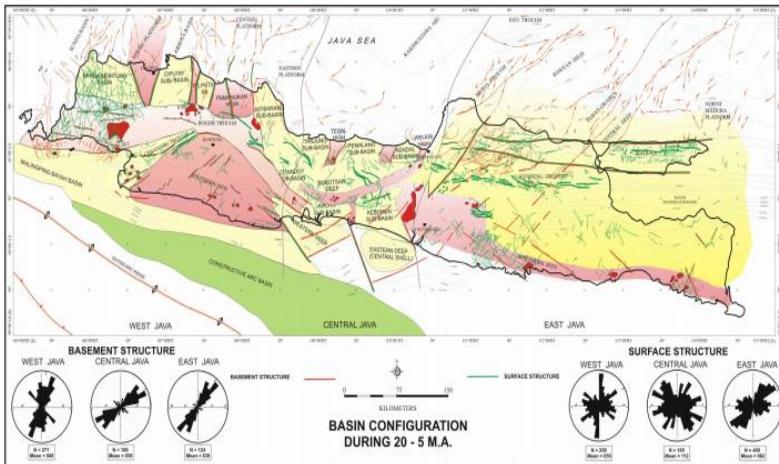
Perkembangan tektonik Pulau Jawa dapat dipelajari dari pola-pola struktur geologi dari waktu ke waktu. Secara geologi pulau Jawa merupakan suatu kompleks sejarah penurunan basin, pensesaran, perlipatan dan vulkanisme di bawah pengaruh *stress regime* yang berbeda-beda Paleogene-Neogen (Sribudiyani, 2003). Menurut (Pulunggono dan Martodjojo, 1995 dalam Hilmi dan Haryanto, 2008) pada dasarnya terdapat 3 pola struktur dominan di Pulau Jawa yaitu arah timurlaut – baratdaya (NE-SW) yang disebut pola Meratus, arah utara – selatan (N-S) atau pola Sunda dan arah timur – barat (E-W) atau pola Jawa. Perubahan jalur penunjaman berumur kapur yang berarah timurlaut – baratdaya (NE-SW) menjadi relatif timur – barat (E-W) sejak kala Oligosen sampai sekarang telah menghasilkan tatanan geologi Tersier di Pulau Jawa yang sangat rumit.



Gambar 2. 3 Kolom Komposit Stratigrafi Jawa Timur (Van Bemmelen 1949 dalam Husein, 2016)

Pola Meratus diyakini merupakan struktur yang paling tua di Pulau Jawa. Pola ini membentuk Tinggian Karimunjawa di kawasan laut Jawa yang diperkirakan memiliki kemenerusan ke arah baratdaya melalui Luk Ulo di Jawa Tengah hingga bergabung dengan kelurusan Sesar Cimandiri di Jawa Barat. Sesar ini membentang mulai dari Pelabuhan Ratu – Sukabumi hingga mencapai daerah Pegunungan Meratus di Kalimantan Timur (Pullunggono dan Martodjojo, 1995 dalam Hilmi dan Haryanto, 2008). Sedangkan di bagian timur ditunjukkan oleh sesar pembatas Cekungan Pati, “Florence” timur, “Central Deep”. Cekungan Tuban dan juga tercermin dari pola konfigurasi Tinggian Karimunjawa, Tinggian Bawean dan Tinggian Masalembu. Pola Meratus tampak lebih dominan terekspresikan di bagian timur (Guntoro, 1999). Adapun jenis pola struktur di Pulau Jawa ditunjukkan pada gambar 2.4.

Pola Sunda berarah utara – selatan, diwakili oleh sesar-sesar yang membatasi beberapa cekungan di Jawa Barat Utara contohnya pola sesar-sesar pembatas Cekungan Asri, Cekungan Sunda dan Cekungan Arjuna. Pola Sunda pada umumnya berupa struktur regangan. Pola ini terbentuk lebih muda dibandingkan pola Meratus. Hal tersebut didasari oleh data seismik lepas-pantai Jawa Barat menunjukkan bahwa pola Sunda mengontrol pembentukan cekungan sedimentasi dan mengaktifkan kembali pola Meratus pada umur Eosen Akhir – Oligosen Akhir (Pullunggono dan Martodjojo, 1995 dalam Hilmi dan Haryanto, 2008).



Gambar 2. 4 Peta pola struktur Pulau Jawa, (Sribudiyani, 2003)

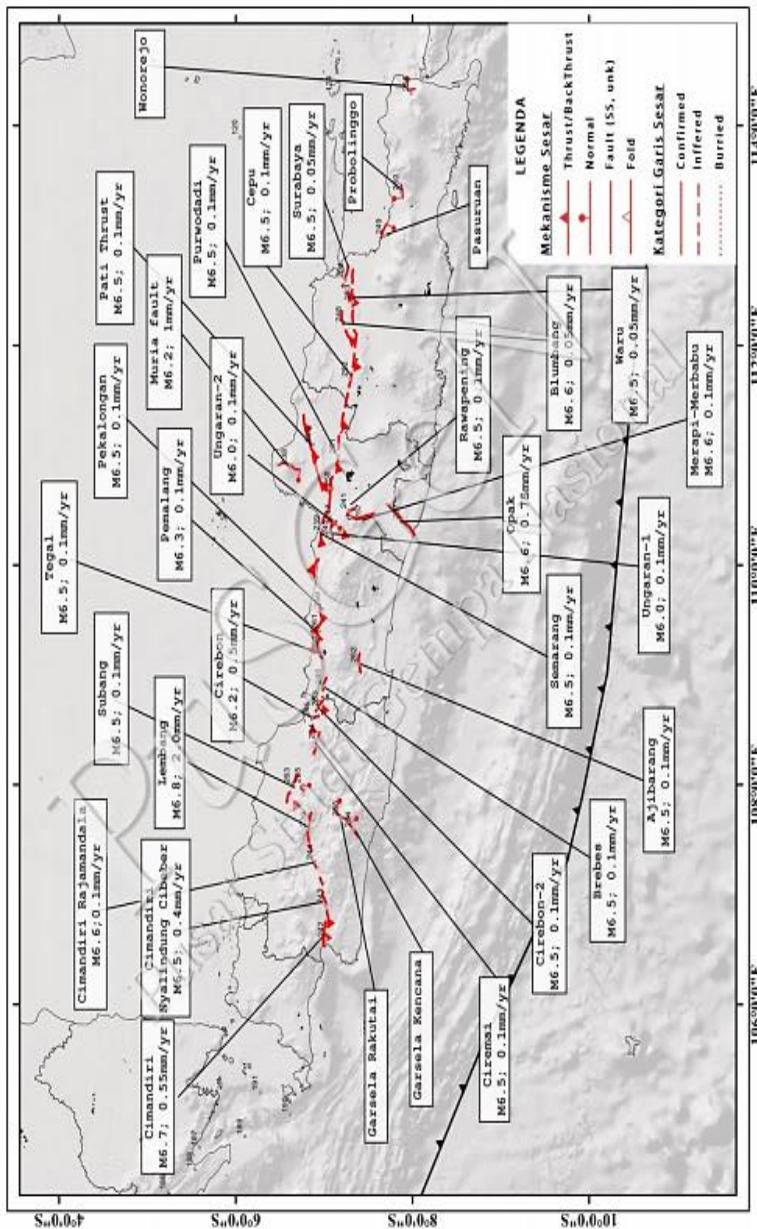
Pola struktur yang ketiga merupakan pola Jawa yang dicirikan dengan sesar berarah barat – timur. Pola ini umumnya berada di daratan Pulau Jawa. Pola Jawa di bagian barat diwakili oleh sesar-sesar naik seperti Sesar Beribis dan

sesar-sesar dalam Cekungan Bogor. Di bagian tengah tampak pola dari sesar-sesar yang terdapat pada zona Serayu Utara dan Serayu Selatan Di bagian timur ditunjukkan oleh arah Sesar Pegunungan Kendeng yang berupa sesar naik. Pola Jawa menunjukkan pola termuda dan mengaktifkan kembali seluruh pola yang telah ada sebelumnya. Data seismik menunjukkan bahwa pola sesar naik dengan arah barat – timur masih aktif hingga sekarang (Pullunggono dan Martodjojo, 1995 dalam Hilmi dan Haryanto, 2008).

Selain ketiga jenis pola struktur dominan yang telah dijelaskan sebelumnya, penelitian yang dilakukan (Sribudiyani, 2003) menunjukkan bahwa terdapat dua struktur mayor di wilayah Jawa Timur yaitu struktur berarah timur-barat yang merupakan pola Sakala dan struktur berarah timurlaut – baratdaya yang merupakan pola Meratus.

2.3 Struktur Geologi Sesar Aktif di Pulau Jawa

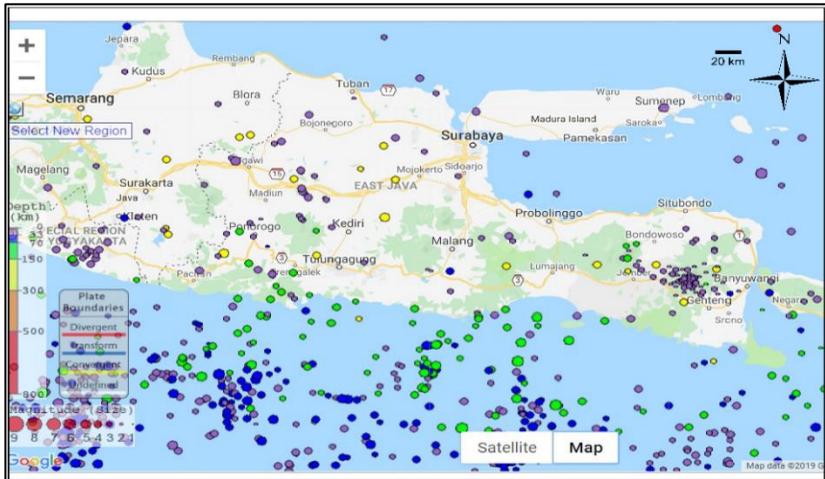
Struktur geologi sesar aktif di Pulau Jawa yang ditunjukkan pada gambar 2.5 secara umum didominasi oleh sesar geser dan sesar naik dengan struktur minor berupa sesar turun. Berdasarkan penelitian (Tjia, 1968; Katili dan Soetadi, 1971; Dardji dkk., 1994; Setiadji, 1994; Setiadji, 1997; Supartoyo dkk., 2005 dalam (Pusat Studi Gempa Nasional, 2017) terdapat beberapa sesar utama di Pulau Jawa. Di wilayah Jawa bagian barat terdapat Sesar Lembang, Sesar Cimandiri dan Sesar Baribis – Citanduy. Di Jawa bagian tengah dan timur didominasi oleh struktur sesar naik (Sesar Kendeng dan Sesar Semarang), sedangkan di bagian timur Jawa diwakili oleh sistem patahan turun yang meliputi Sesar Pasuruan, Sesar Probolinggo dan Sesar Baluran. Peta persebaran struktur sesar aktif di Pulau Jawa ditunjukkan pada gambar 2.5.



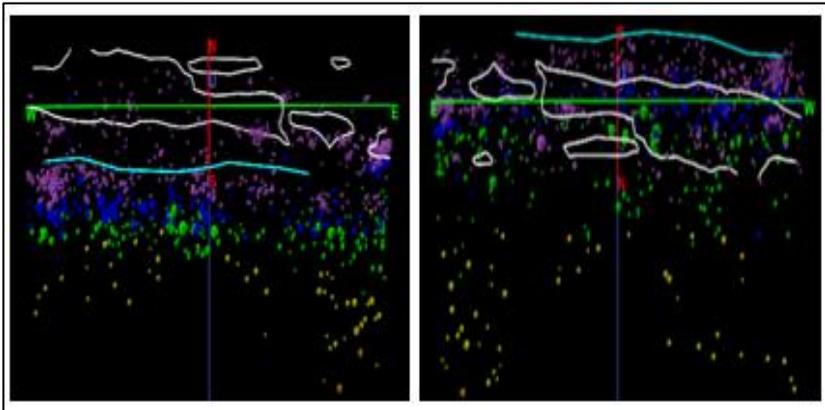
Gambar 2.5 Peta sesar aktif di Pulau Jawa ditinjau dari slip rate-nya (Pusat Studi Gempa Nasional, 2017)

2.4 Struktur Geologi Sesar Aktif di Wilayah Jawa Timur

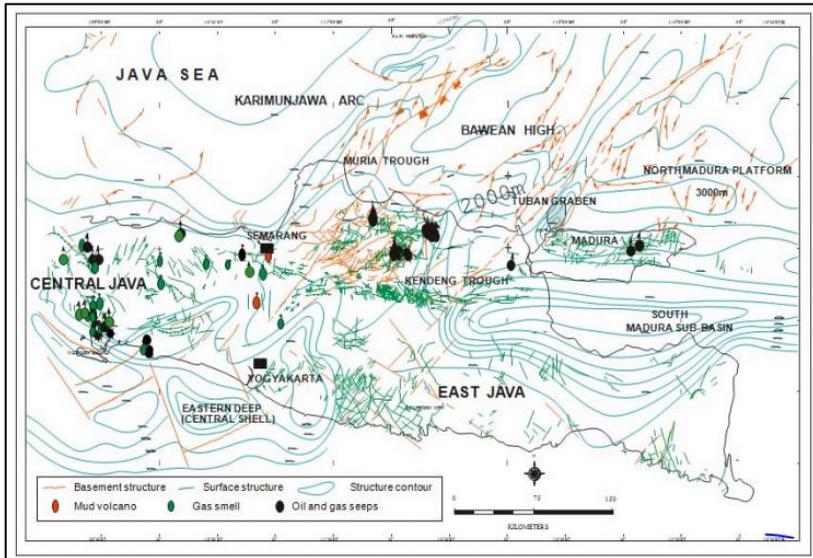
Berdasarkan kajian seismotektonik, wilayah Jawa Timur dipengaruhi oleh zona subduksi di sepanjang selatan Jawa Timur. Zona subduksi yang berada di selatan Indonesia merupakan sumber gempa (gambar 2.6) yang membentuk *Sunda arc* yang memanjang dari barat Pulau Andaman hingga bagian timur Pulau Banda. Pada sisi timur *Sunda arc* terbentang *Banda arc* mulai dari bagian timur Sumbawa hingga Pulau Timor yang mengarah ke utara melewati Pulau Seram hingga Pulau Buru (Susilo dan Adnan, 2013).



Gambar 2. 6 Peta titik persebaran gempa di wilayah Jawa Timur (Pusat Studi Gempa Nasional, 2017)



Gambar 2. 7 Penampang 3D titik persebaran gempa di wilayah Jawa Timur tampak utara dan selatan



Gambar 2.8. Peta pola struktur sesar aktif di wilayah Jawa Timur (Sribudiyani, 2003)

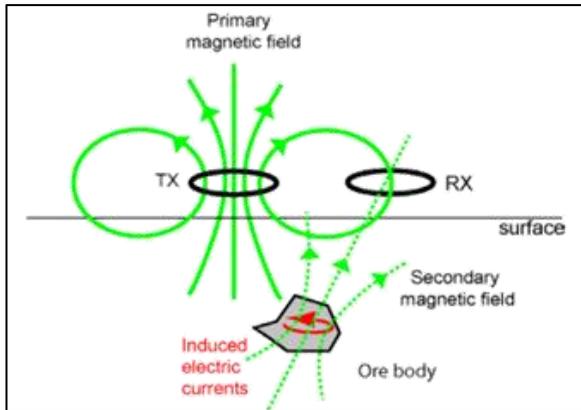
Aktivitas seismik di wilayah Jawa Timur selain dipengaruhi oleh zona subduksi yang berada di selatan Pulau Jawa juga disebabkan oleh adanya aktivitas sesar lokal maupun regional (gambar 2.8). Berdasarkan data Badan Geologi terdapat beberapa sesar yang telah diteliti di wilayah Jawa Timur antara lain Sesar Tulungagung, Sesar Banyuputih dan Sesar Lumajang. Dari hasil penelitian diketahui bahwa ketiga sesar tersebut termasuk kategori B dengan magnitudo maksimum $\geq 6,5 - 7$ Mw dan *slip rate* < 2 hingga < 5 mm/tahun. Tingginya magnitudo dari ketiga sesar tersebut disebabkan oleh adanya aktivitas sesar di sekitar Jawa Timur seperti Sesar Lasem, Sesar Pati dan Sesar Opak (Susilo dan Adnan, 2013).

2.5 Metode Magnetotelurik

Metode magnetotelurik merupakan suatu metode geofisika pasif yang digunakan untuk menentukan distribusi konduktivitas bawah permukaan berdasarkan pengukuran medan listrik dan medan magnet di permukaan (Vozoff, 1972). Metode MT memanfaatkan medan elektromagnetik (EM) alam untuk mendefinisikan struktur di bawah permukaan bumi berdasarkan sifat kelistrikan bahan pada kedalaman yang relatif besar (termasuk mantel) di dalam bumi (Hidayat dkk., 2016).

Metode MT memiliki rentang frekuensi yang sangat lebar mulai 0.00001 Hz – 1000 Hz. Metode ini mengukur dua komponen orthogonal medan listrik (E_x, E_y) dan dua komponen orthogonal medan magnet (H_x, H_y, H_z) dalam

domain waktu. Rasio dari medan listrik dan medan magnet merupakan nilai resistivitas semu yang kita kenal sebagai tensor impedan (Z) (Bahr dan Simpson, 2005).



Gambar 2. 9 Penjalaran Gelombang Elektromagnetik (Unsworth, M., 2016)

Proses penjalaran gelombang elektromagnetik diilustrasikan pada gambar 2.9. Medan EM primer menjalar ke permukaan bumi secara alami. Geometri dari medan EM primer tersebut dapat berupa *plane wave* ataupun dihasilkan dari *dipole transmitter* (TX). Medan EM primer menjalar ke permukaan bumi secara alami. Dikarenakan bumi merupakan konduktor, maka medan EM primer tersebut menimbulkan adanya arus Eddy yang menginduksi bumi. Adanya arus Eddy tersebut menyebabkan terjadinya perubahan amplitudo dan fase gelombang EM sehingga menghasilkan medan EM sekunder. Total medan elektromagnetik terukur yang diterima *receiver* merupakan akumulasi dari medan magnetik dan atau medan listrik primer dan sekunder. Hasil yang didapat dari metode ini adalah resistivitas batuan bawah permukaan (Unsworth, 2016).

Pada penangkapan sinyal magnetotelurik digunakan beberapa asumsi dasar, antara lain:

- Mematuhi persamaan umum elektromagnetik Maxwell.
- Bumi tidak menghasilkan energi elektromagnetik, melainkan hanya menghilangkan atau menyerapnya.
- Seluruh medan elektromagnetik bersifat konservatif (hanya bergantung pada posisi) dan secara analitik jauh dari sumber.
- Sumber elektromagnetik alami yang dimanfaatkan dibangkitkan oleh sistem arus ionosfer dengan skala besar dan jauh dari permukaan bumi,

sehingga gelombang yang tiba dipermukaan bumi dianggap sebagai gelombang planar.

- e. Tidak ada akumulasi muatan bebas yang terjadi dalam bumi kecuali untuk bumi berlapis yang dapat menyebabkan *static shift*.
- f. Muatan bersifat kekal dan bumi bersifat konduktor, mengacu pada persamaan:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.1)$$

dengan \vec{J} = densitas listrik ($A m^{-2}$), σ = konduktivitas medium ($S m^{-1}$) dan \vec{E} = kuat medan listrik ($V m^{-1}$).

- g. Perpindahan medan listrik adalah kuasi-statik. Oleh karena itu, variasi waktu perpindahan arus dapat diabaikan dibandingkan dengan konduktivitas arus, hal ini menunjukkan bahwa induksi elektromagnetik yang terjadi didalam bumi merupakan proses difusif.
- h. Variasi permitivitas listrik dan permeabilitas batuan diasumsikan dapat diabaikan dibandingkan variasi konduktivitas batuan. (Bahr dan Simpson, 2005)

2.5.1. Sumber Gelombang Elektromagnetik

Gelombang elektromagnetik dalam penjalarnya di bumi memiliki arah vertikal yang disebabkan oleh besarnya perbedaan resistivitas antara udara dan bumi. Sumber gelombang elektromagnetik tersebut terdiri atas 2 sumber yaitu sumber medan EM frekuensi tinggi (>1 Hz) dan sumber medan EM frekuensi rendah (< 1 Hz) (Naidu, 2012).

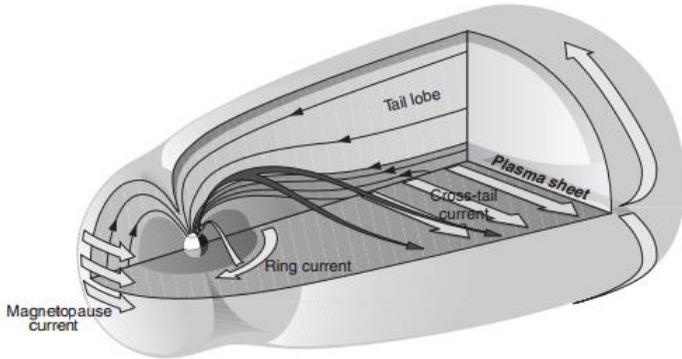
2.5.1.1 Frekuensi Tinggi

Sumber medan EM frekuensi tinggi berasal dari aktivitas petir yang berada di sekitar equator (Naidu, 2012). Petir terjadi karena perbedaan potensial antara awan yang satu dengan awan yang lainnya atau antara awan dengan bumi. Jika perbedaan potensial antara awan dan bumi cukup besar, maka akan terjadi pembuangan muatan negatif dari awan ke bumi atau sebaliknya untuk mencapai kesetimbangan (Hakim dkk., 2011). Energi yang dihasilkan oleh petir akan menjalar mengitari bumi dan sebagian energinya akan terperangkap di dalam lapisan bumi dan menjadi sumber gelombang elektromagnetik (Naidu, 2012).

2.5.1.2 Frekuensi Rendah

Sumber medan EM berfrekuensi rendah berasal dari *solar wind* (diilustrasikan pada gambar 2.10). Pada korona matahari terdapat partikel hidrogen yang merupakan hasil dari letupan plasma. Partikel hidrogen tersebut kemudian berubah menjadi plasma yang memiliki proton dan elektron akibat adanya proses ionisasi. Ketika angin matahari mengenai medan magnet bumi,

proton dan elektron yang dimiliki plasma akan bergerak berlawanan arah dan keluar dari plasma. Keluaranya proton dan elektron dari plasma tersebut mengakibatkan munculnya arus listrik yang menghasilkan induksi elektromagnetik di permukaan bumi (Hakim dkk., 2011).



Gambar 2. 10 Sumber medan elektromagnetik frekuensi rendah (D. Chave dan D. Jones, 2012)

2.5.2. Persamaan Maxwell

Persamaan Maxwell merupakan sintesa hasil-hasil eksperimen (empiris) mengenai fenomena listrik – magnet yang didapatkan oleh Faraday, Ampere, Coulomb, Kontinuitas fluks magnet disamping yang dilakukan oleh Maxwell sendiri. Dalam bentuk diferensial, persamaan Maxwell dalam domain frekuensi dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\nabla_x \vec{D} = q \quad (\text{Hukum Gauss}) \quad (2.2)$$

$$\nabla_x \vec{B} = 0 \quad (\text{Hukum Gauss dalam magnetisasi}) \quad (2.3)$$

$$\nabla_x \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (\text{Hukum Faraday}) \quad (2.4)$$

$$\nabla_x \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (\text{Hukum Ampere}) \quad (2.5)$$

yang mana,

\vec{D} : vektor perpindahan listrik (coulomb/m²)

\vec{B} : vektor fluks atau induksi magnetik (weber/m² atau tesla)

\vec{E} : vektor medan listrik (volt/m)

\vec{H} : vektor medan magnet (ampere/m)

\vec{J} : vektor rapat arus (ampere/m²)

q: rapat muatan listrik (coulomb/m³)

Persamaan 2.2 menyatakan hukum Gauss yaitu fluks elektrik pada suatu ruang sebanding dengan muatan total yang ada dalam ruang tersebut. Persamaan 2.3 identik dengan persamaan 2.2 namun berlaku untuk medan magnet yang tidak terdapat monopoli magnetik. Persamaan 2.4 diturunkan dari hukum Faraday yang menyatakan bahwa perubahan fluks magnetik menyebabkan medan listrik dengan gaya gerak listrik berlawanan dengan variasi fluks magnetik yang menyebabkannya. Persamaan 2.5 merupakan generalisasi teorema Ampere dengan memperhitungkan hukum kekekalan muatan. Persamaan tersebut menyatakan bahwa medan magnet timbul akibat fluks total arus listrik yang disebabkan oleh arus konduksi dan arus perpindahan (Telford dkk., 1990).

Selain persamaan (2.1) persamaan Maxwell di atas memiliki beberapa persamaan lain sebagai asumsi awal, yaitu:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2.6)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (2.7)$$

2.5.2.1 Persamaan Gelombang Elektromagnetik pada Medan Listrik

Berdasarkan persamaan Maxwell dilakukan operasi matematis untuk mendapatkan persamaan gelombang elektromagnetik dalam medan listrik. Persamaan (2.6) disubstitusikan ke dalam persamaan (2.4) menjadi;

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} \vec{H} \quad (2.8)$$

Setelah itu dilakukan operasi matematis curl pada persamaan (2.8) dengan operasi dasar:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{A}) = \nabla (\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A} \quad (2.9)$$

Persamaan (2.8) kemudian menjadi

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) = \nabla (\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} \quad (2.10)$$

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{H}) \quad (2.11)$$

$$\nabla (\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{H}) \quad (2.12)$$

Dikarenakan medan listrik di ruang hampa bernilai nol ($\nabla \cdot \vec{E}) = 0$, maka persamaan 2.12 yang merupakan persamaan gelombang EM pada medan listrik dapat ditulis menjadi:

$$-\nabla^2 \vec{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{H}) \quad (2.13)$$

$$\nabla^2 \vec{E} = -\mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (2.14)$$

2.5.2.2 Persamaan Gelombang Elektromagnetik pada Medan Magnet

Persamaan gelombang EM pada medan magnet diperoleh dari substitusi persamaan (2.1) dan persamaan (2.7) ke dalam persamaan (2.5) sehingga menjadi:

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + -\varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.15)$$

Dengan menggunakan operasi curl pada persamaan (2.9), maka diperoleh persamaan berikut:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{H}) = \nabla (\nabla \cdot \vec{H}) - \nabla^2 \vec{H} \quad (2.16)$$

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{H}) = \sigma (\nabla \times \vec{E}) + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{E}) \quad (2.17)$$

$$\nabla (\nabla \cdot \vec{H}) - \nabla^2 \vec{H} = \sigma (\nabla \times \vec{E}) + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{E}) \quad (2.18)$$

Dikarenakan medan magnet di ruang hampa bernilai nol ($\nabla \cdot \vec{H}) = 0$, maka persamaan 2.18 yang merupakan persamaan gelombang EM pada medan magnet dapat ditulis menjadi:

$$-\nabla^2 \vec{H} = \sigma (\nabla \times \vec{E}) + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{E}) \quad (2.19)$$

$$\nabla^2 \vec{E} = -\mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \quad (2.20)$$

2.5.3. Impedansi (Z)

Menurut (Bahr dan Simpson, 2005) impedansi merupakan perbandingan antara medan listrik (E) dan medan magnetik (H). Pada metode magnetotelurik, salah satu variabel yang dicari yaitu tensor impedansi $Z(\omega)$. Nilai impedansi Z bergantung pada dimensionalitas medium yang bervariasi terhadap sistem koordinat x, y dan z. Secara umum, hubungan linier antara medan listrik, medan magnetik, dan impedansi dapat dirumuskan dengan persamaan berikut:

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega) H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega) H_y(\omega) \quad (2.21)$$

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega) H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega) H_y(\omega) \quad (2.22)$$

$$[Z] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.23)$$

Pada kasus satu dimensi (1D) berlaku: $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, dimana nilai elemen diagonal tensor impedansi adalah nol yang hanya berlaku terhadap kedalaman. Sedangkan untuk nilai elemen tak diagonal berlaku $Z_{xy} = -Z_{yx}$, dimana mempunyai nilai yang sama tetapi berlawanan tanda. Perbedaan tensor impedansi model 1D, 2D dan 3D antara lain:

$$1D: Z_{xy} = -Z_{yx} \mid Z_{xx} = Z_{yy} = 0,$$

$$2D: Z_{xy} \neq -Z_{yx} \mid Z_{xx} = Z_{yy} = 0,$$

$$3D: Z_{xx} \neq Z_{yy} \text{ dan } Z_{xy} \neq Z_{yx}$$

2.5.4. Resistivitas Semu dan Fase

Parameter yang dianalisis dalam metode MT adalah resistivitas semu (ρ_a) dan fase. Dikatakan resistivitas semu karena besarnya nilai resistivitas bumi tidak konstan melainkan bervariasi terhadap kedalaman. Persamaan *apparent resistivity* didasari oleh nilai impedansi gelombang. Besarnya nilai resistivitas semu dari metode ini dihitung berdasarkan perbandingan nilai medan listrik dan medan magnet yang dikenal dengan persamaan Cagniard. Persamaan ini dihasilkan dari persamaan Maxwell dengan asumsi gelombang bidang yang saling tegak lurus (Bahr dan Simpson, 2005).

$$\frac{\vec{E}_x}{\vec{H}_y} = \frac{\mu\omega}{k} = z \tag{2.24}$$

$$z = \frac{\mu\omega}{\sqrt{\mu\omega i\sigma}} = \sqrt{\frac{\mu^2\omega^2}{\mu\omega i}} \tag{2.25}$$

$$\rho_a = -\frac{i}{\mu\omega} |z^2| \tag{2.26}$$

$$\rho_a = \frac{i}{\mu\omega} |z^2| \tag{2.27}$$

Litologi daerah penelitian ini diduga didominasi oleh alluvium dan juga batugamping. Nilai resistivitas litologi tersebut berdasarkan (Telford dkk., 1990) disajikan dalam tabel 2.1 di bawah ini.

Tabel 2.1 Nilai resistivitas batuan (Telford dkk., 1990)

Material	Resistivitas (Ohm.m)	Material	Resistivitas (Ohm.m)
Udara	~	Batutulis	20 – 2000
Kwarsa	500 – 800000	Pasir	1 – 1000
Kalsit	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$	Lempung	1 – 100
Granit	200 – 10000	Aluvium	10 – 800
Andesit	$1,7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$	Kerikil	100 – 600
Basalt	200 – 100000	Tuff	$2 \times 10^3 - 10^5$
Batugamping	$50 - 10^7$	Breksi	90 – 290
Konglomerat	$2 \times 10^3 - 10^4$	Air Tanah	0,5 – 300

Selain memiliki besaran resistivitas semu ρ_a , gelombang elektromagnetik juga memiliki fase Φ perambatan pada *half space* yang dinyatakan sebagai perbandingan nilai riil dan imajiner sebagai berikut,

$$\Phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (2.28)$$

2.5.5. Skin Depth

Skin depth didefinisikan sebagai kedalaman pada suatu medium homogen dimana amplitudo gelombang EM telah tereduksi $1/\varepsilon$ dari amplitudonya di permukaan bumi (Unsworth, 2016). Dalam medium 1-D yang homogen diperoleh:

$$\delta = 0.5 \sqrt{\rho T} \quad (2.29)$$

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ (km)} \quad (2.30)$$

Besar kecilnya penetrasi bergantung oleh nilai resistivitas batuan dikarenakan lapisan yang memiliki nilai resistivitas rendah akan cenderung lebih mudah mengalirkan arus dibandingkan dengan lapisan yang lebih resistif. Ketika lapisan konduktif tersebut mendapat injeksi arus dari luar, maka arus luar akan lebih cenderung mengalir hanya di lapisan konduktif saja, tidak mengalir ke lapisan di bawahnya yang lebih resistif. Oleh karena itu, faktor resistivitas formasi batuan akan sangat mempengaruhi besar kedalaman penetrasi yang diperoleh.

2.5.6. Koreksi Pergeseran Statik

Data MT dapat terdistorsi karena adanya heterogenitas lokal dekat permukaan, faktor topografi dan adanya kontak vertikal (struktur) yang dikenal sebagai efek statik (*static shift*). Ketiga penyebab *static shift* ini ditimbulkan akibat efek *galvanic* karena adanya distorsi medan magnet saat mengenai konduktivitas suatu medium. Hal tersebut menyebabkan kurva *sounding* MT (log tahanan-jenis semu terhadap log periode) bergeser ke atas atau ke bawah sehingga parallel terhadap kurva *sounding* yang seharusnya (Grandis, 2010). Jika data geofisika lainnya tidak tersedia maka untuk mengoreksi efek statik pada data MT dapat dilakukan perata-rataan atau pemfilteran spasial terhadap sekelompok data dari suatu lintasan tertentu (Grandis, 2010).

2.5.6.1 Metode TDEM

Salah satu teknik yang dilakukan untuk menghilangkan efek dari *static shift* adalah metode *Time Domain Elektromagnetic* (TDEM). TDEM hanya melibatkan pengukuran medan magnet sekunder akibat terjadinya induksi medan magnet primer. Oleh karena itu TDEM tidak mengalami *static shift*. Pengukuran

TDEM didapatkan dengan memberikan induksi terhadap bawah permukaan bumi, hasil dari induksi tersebut akan didapatkan peluruhan terhadap waktu dan besar tegangan yang didapat. Dari data peluruhan waktu tersebut maka diperoleh penetrasi kedalaman dengan persamaan:

$$\delta = 36\sqrt{\rho\tau} \quad (2.31)$$

Hasil dari peluruhan waktu akan diinterpretasikan ke dalam nilai resistivitas dan kedalaman yang kemudian akan ditransformasikan ke dalam bentuk data MT. Hasil dari pengukuran TDEM yang ditransformasikan ke dalam data MT inilah yang akan dijadikan dasar untuk mengkoreksi data yang mengalami *static shift* (Sulistyo dkk., 2015).

2.5.6.2 Metode Cokriging

Solusi lain untuk koreksi pergeseran statik apabila tidak memiliki data TDEM adalah dengan metode *Cokriging*. *Kriging* merupakan salah satu metode interpolasi yang memperhitungkan semua data yang ada disekitar data yang akan ditentukan nilainya tanpa memperhitungkan seberapa jauh atau dekat data disekitar tersebut dengan data yang ditentukan. Algoritma *Kriging* sering digunakan pada pengolahan data kontur regional. Pada pengkoreksian *static shift*, jenis algoritma ini juga dapat digunakan, hanya saja, penggunaannya akan lebih kompleks. Metode *Cokriging* menggunakan interpolasi 2 variabel yang berbeda namun secara spasial berhubungan. Berdasarkan hubungan spasial tersebut dapat diestimasi nilai-nilai dari suatu variabel lain yang diketahui dari hasil pengukuran (Sulistyo dkk., 2015).

2.5.6.3 Metode Averaging

Selain *Cokriging* terdapat pula metode geostatistik lain yaitu perata-rataan (*Averaging*). Dalam hal ini, diasumsikan bahwa efek regional yang merepresentasikan kondisi bawah permukaan sebenarnya akan muncul setelah dilakukan perata-rataan (Beamish dan Travassos, 1992 dalam Hendro dan Grandis, 1996). *Averaging* dilakukan dengan merata-ratakan beberapa stasiun pengukuran (pada periode yang sama) di sekitar stasiun yang mengalami *static shift*. Hasil dari nilai *averaging* dijadikan dasar untuk mengkoreksi data MT yang mengalami *static shift*.

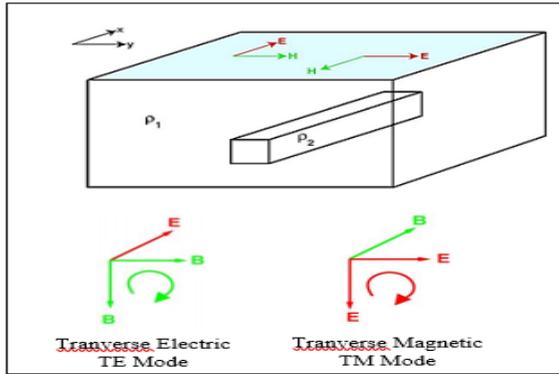
2.5.7. Mode Pengukuran Magnetotelurik

Dalam metode pengukuran MT, terdapat dua metode pengukuran yang dapat membantu dalam proses pemodelan atau interpretasi tahap awal, yaitu TE (*Transverse Electric*) mode dan TM (*Transverse Magnetic*) mode (gambar 2.11).

2.5.7.1 Tranverse Electric Mode

Pada komponen yang menunjukkan medan listriknya sejajar dengan arah struktur utama dinamakan *Tranverse Electric* (TE) mode atau juga disebut *E-*

Polarization. Mode TE menunjukkan pada bidang arah sumbu y dan z hanya komponen magnetiknya saja, sedangkan komponen medan listrik sejajar dengan arah dtruktur utama (Unsworth, 2016).



Gambar 2. 11 Mode Pengukuran MT (Unsworth, 2016)

2.5.7.2 *Tranverse Magnetic Mode*

Pada komponen yang menunjukkan medan magnet yang sejajar dengan arah struktur utama dinamakan *Tranverse Magnetic (TM) mode* atau disebut juga *B-Polarization*. Mode TM menunjukkan pada bidang arah sumbu y dan z hanya komponen medan listrik saja sedangkan komponen medan magnet sejajar dengan arah struktur utama (Unsworth, 2016).

2.5.8. **Pemodelan Inversi 2D Magnetotelurik**

Survey magnetotelurik pada umumnya menggunakan beberapa stasiun pengukuran yang tersebar pada area studi. Pada tiap stasiun terdapat tiga komponen magnetik dan dua komponen elektrik, komponen-komponen tersebut digunakan untuk menghitung tensor impedansi dan vektor tipper bersamaan dengan error-nya masing-masing. Teknik modern *robust data processing* digunakan untuk menghitung fungsi transfer dan error masing-masing (deviasi/penyimpangan) dari data *time series* (Grandis, 2013). Pada kasus magnetotelurik 2D tensor impedansinya adalah sebagai berikut,

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.32)$$

menghubungkan komponen horisontal dari elektromagnetik pada bidang permukaan pada satu posisi dan frekuensi tertentu, poros-x menunjukkan arah *strike* (Chave dan Jones, 2012).

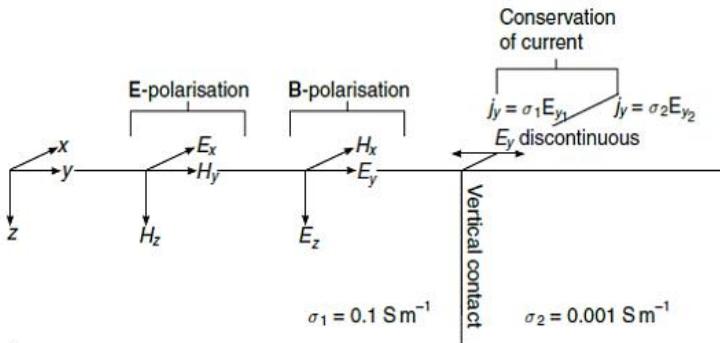
$$E_h = \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} = Z_{2D} H_h \quad (2.33)$$

yang mana,

$$Z_{xy}(\omega) = Z_{TE} \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \quad (2.34)$$

$$Z_{yx}(\omega) = Z_{TM} \frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)} \quad (2.35)$$

Model yang menjelaskan MT 2D secara sederhana yang ditunjukkan pada gambar 2.12 terdiri dari dua model yang berdekatan dan memiliki kontak vertikal (batas planar yang memanjang tak hingga ke sumbu X. Konservasi dari arus yang melalui kontak dimana konduktivitas berubah dari σ_1 menjadi σ_2 ke arah sumbu Y maka E_y (medan elektrik) akan terputus pada batas tersebut (Bahr dan Simpson, 2005).



Gambar 2. 12 Konsep 2-D Magnetotelurik (Bahr dan Simpson, 2005)

2.6 Metode Gaya Berat

Metode gaya berat merupakan metode geofisika yang memanfaatkan medan gravitasi bumi untuk menggambarkan batuan bawah permukaan berdasarkan keragaman rapat massanya. Dalam metode ini yang dipelajari adalah variasi gravitasi akibat variasi rapat massa bawah batuan di bawah permukaan, sehingga dalam pelaksanaannya yang diselidiki adalah perbedaan gravitasi dari satu titik pengamatan terhadap pengamatan lainnya (Sunaryo, 1997).

Dalam metode gravitasi, pengukuran dilakukan terhadap nilai komponen vertikal dari percepatan gravitasi di suatu tempat. Namun pada kenyataannya, bentuk bumi tidak bulat sehingga terdapat variasi nilai percepatan gravitasi untuk masing-masing tempat. Hal-hal yang dapat mempengaruhi nilai percepatan

gravitasi adalah perbedaan derajat garis lintang, perbedaan ketinggian (topografi), kedudukan bumi dalam tata surya, variasi rapat massa batuan di bawah permukaan bumi, perbedaan elevasi tempat pengukuran dan hal lain yang dapat memberikan kontribusi nilai gravitasi, misalnya bangunan dan lain-lain (Sunaryo, 1997).

2.6.1. Teori Dasar Gaya Berat

Teori dasar dalam penelitian gaya berat adalah pada Hukum Gravitasi Newton tentang gaya tarik menarik antara benda dengan massa tertentu (Hinze dkk., 2013) Besarnya gaya gravitasi F antar dua massa m_1 dan m_2 sebanding dengan perkalian massa keduanya dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak r antar kedua pusat massa (Hinze dkk., 2013).

$$F = \frac{G m_1 m_2}{r^2} \quad (2.36)$$

yang mana G adalah konstanta gravitasi universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$)

Menurut (Hinze dkk., 2013) medan gravitasi bumi tidak dapat diukur secara langsung dari suatu massa, melainkan digambarkan oleh percepatan sebuah massa yang jatuh sebagai respon gravitasi. Berdasarkan hal tersebut dapat dilakukan korelasi Hukum Newton I dan Hukum Newton II sehingga menghasilkan persamaan:

$$F = m_1 a \quad (2.37)$$

$$\frac{G m_1 m_2}{r^2} = m_1 a \quad (2.38)$$

$$\frac{G m_2}{r^2} = a \quad (2.39)$$

dengan a adalah percepatan (m/s^2) yang merupakan besaran yang diukur dalam eksplorasi geofisika. Secara umum percepatan a disimbolkan dengan g , sehingga persamaan (2.39) menjadi,

$$G \frac{m_2}{r^2} = g \quad (2.40)$$

Persamaan (2.40) menunjukkan bahwa besarnya gaya gravitasi g (m/s^2) sebanding dengan massa benda (kg).

2.6.2. Anomali Bouguer

Setelah melakukan beberapa proses koreksi, maka akan didapatkan nilai yang disebut anomali Bouguer. Anomali Bouguer adalah anomali yang disebabkan oleh variasi densitas secara lateral pada batuan di kerak bumi yang telah berada pada bidang referensi yaitu bidang geoid. Perbedaan tersebut merefleksikan variasi rapat massa yang terdapat pada suatu daerah dengan daerah sekelilingnya kearah lateral, maupun kearah vertikal. Tujuan akhir penerapan metoda gaya berat pada eksplorasi sumber daya alam maupun studi keilmuan

adalah mendapatkan gambaran bawah permukaan anomali rapat massa (Parapat dkk., 2017). Nilai anomali Bouguer yang diperoleh melalui semua koreksi disebut sebagai *Complete Bouguer Anomali* (CBA). Sedangkan anomali Bouguer yang didapatkan tanpa memasukkan koreksi medan ke dalam perhitungan disebut *Simple Bouguer Anomali* (SBA).

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

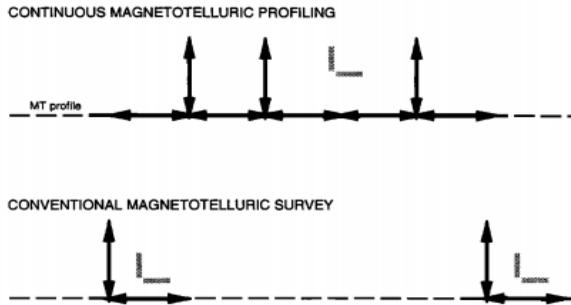
2.6.3. Metode *Moving Average*

Metode *moving average* dilakukan dengan cara merata-ratakan nilai anomalnya. Hasil dari metode *moving average* adalah anomali regional. Anomali residual diperoleh dari selisih anomali Bouguer dengan anomali regional. Pemisahan antara anomali regional dan residual dianalisis dari spektrumnya akan menyerupai *low pass filter* sehingga output dari proses ini adalah frekuensi rendah dari anomali Bouguer yang akan merepresentasikan kedalaman yang lebih dalam (regional), karena frekuensi rendah ini mempunyai penetrasi yang lebih dalam. Selanjutnya anomali residual didapatkan dengan cara mengurangkan anomali regional dari anomali Bouguernya.

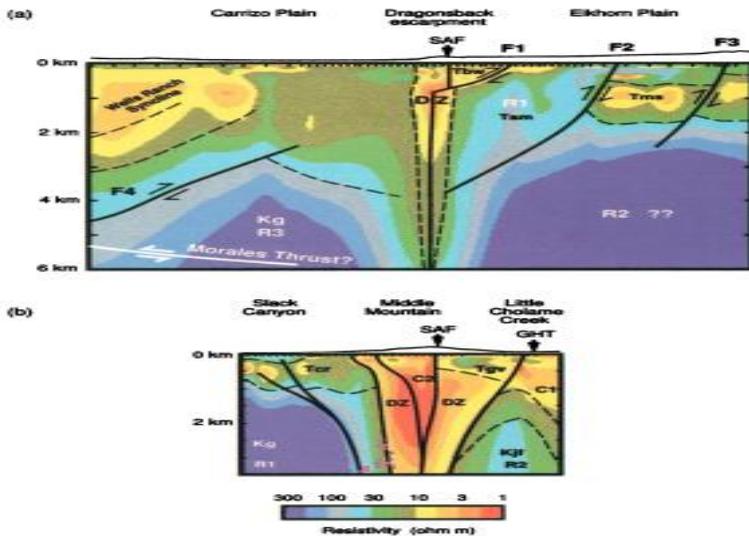
2.7 Penelitian Terdahulu

Sebelumnya telah dilakukan penelitian "*High-Resolution Electromagnetic Imaging of The San Andreas Fault in Central California*" oleh (Martin Unsworth, 1999) menggunakan metode magnetotelurik. Penelitian tersebut dilakukan di lokasi yang melintasi 2 *segment* di *San Andreas Fault* (SAF) yang memiliki pola seismisitas yang berbeda yaitu *Parkfield* dan *Carrizo Plain*. *Parkfield* memiliki pola seismisitas kecil yang ditandai oleh sering terjadinya gempa-gempa kecil dengan pola retakan yang terus menjalar. Sedangkan di *Carrizo Plain* getaran seismik di patahannya tidak menghasilkan pola retakan yang terus menjalar atau cenderung terkunci.

Pengukuran Magnetotelurik pada penelitian ini merekam frekuensi mulai 100 – 0,1 Hz menggunakan *continuous magnetotelluric profiling* (gambar 2.13) dengan spasi tiap titik pengukuran sepanjang 100 m dan 300 m di akhir titik pengukuran. Mode pengukuran yang digunakan adalah mode TE dan mode TM.



Gambar 2. 13 Skema pengukuran *continuous magnetotelluric profiling* dan *conventional magnetotelluric survey* (Unsworth dkk., 1999)



Gambar 2. 14 Hasil pengukuran magnetotellurik di wilayah a). Carrizo Plain, b). Parkfield (Unsworth dkk., 1999)

Dari pengukuran tersebut didapatkan zona *low resistivity* di posisi 300 – 600 m pada kedalaman 2 – 4 km di kedua wilayah pengukuran (gambar 2.14), meskipun konduktivitas di wilayah Parkfield secara umum lebih besar daripada di wilayah Carrizo Plain. Hal tersebut disebabkan oleh tingginya konsentrasi fluida yang mempengaruhi gerakan seismik di Parkfield *segment*. Selain itu diperoleh pula perbedaan struktural antara 2 *segment* di Carrizo Plain dan Parkfield. Di wilayah Carrizo Plain nilai resistivitas yang lebih tinggi diindikasikan sebagai *crystalline rocks* yang terdapat di kedua sisi dari patahan

pada kedalaman 3 – 4 km. Sedangkan di Parkfield nilai resistivitas tinggi diinterpretasikan sebagai *Salinian granite* di bagian barat patahan dan nilai konduktivitas tinggi diinterpretasi sebagai kandungan fluida dari *Franciscan complex*. Kedua perbedaan struktural tersebut disebabkan oleh perbedaan sifat mekanik dari patahan, kekuatan dari patahan secara langsung atau akibat kandungan fluida secara tidak langsung. Penelitian yang dilakukan oleh (Unsworth dkk., 1999) kemudian diperbarui oleh (Bedrosian dkk., 2004) dengan korelasi data sesimik dan *electromagnetic tomography* untuk mendelineasi batas-batas tektonik dan geologi.

Penelitian menggunakan metode MT yang lain dilakukan oleh (Tank dkk., 2005) untuk menganalisis struktur resistivitas yang dalam dari daerah patahan berdasarkan 2 profil pemodelan yang memotong North Anatolian *Fault Zone* (NAFZ) berarah utara – selatan, yang mana wilayah tersebut merupakan area dengan *coseismic-slip* yang besar. Pengukuran MT di wilayah tersebut dilakukan menggunakan 2 jenis frekuensi yaitu *wide band* (320 - 0,001 Hz) dan *long periode* (0,01 - 0,0001 Hz). Berdasarkan penelitian tersebut didapat 2 hasil, yang pertama hiposenter gempa berada di zona resistivitas tinggi yang berbatasan dengan zona konduktif. Hasil yang kedua yaitu data long period menunjukkan adanya zona resistivitas rendah hingga kedalaman 50 km di antara 2 jalur patahan. Zona konduktif tersebut diinterpretasi sebagai hasil proses tektonik kompleks yang terjadi di wilayah penelitian.

Identifikasi San Andreas *Faults* juga dilakukan oleh Hanna dkk., (1972) menggunakan metode gaya berat dan magnetik. Penelitian tersebut dilakukan di bagian timur laut dan baratdaya wilayah San Andreas *Faults*. Hasil penelitian tersebut menunjukkan bahwa di baratdaya wilayah San Andreas *Faults* terdapat anomali gaya berat dengan kemiringan ke arah barat laut di bagian tenggara Red Hills yang diasumsikan sebagai *basement fault* yang terkubur atau adanya kontak bawah permukaan yang tajam antara *basement* dengan batuan sedimen yang membentang dari San Juan *Faults* ke arah tenggara San Andreas *Faults*.

Penelitian terbaru dilakukan oleh (Türkoğlu dkk., 2015) untuk menggambarkan struktur resistivitas dari sesar geser mayor di wilayah North Anatolian dan East Anatolian *Fault Systems* dan mengetahui jenis deformasi struktur dari besar nilai resistivitasnya. Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa kedua jenis patahan tersebut didasari oleh zona resistivitas rendah yang memanjang hingga lower crust. Zona konduktif tersebut muncul di kedalaman 10 km, tidak di permukaan seperti patahan San Andreas. Perbedaan tersebut dikarenakan NAFS dan EAFS merupakan sistem patahan muda pada *upper crust* yang ditandai dengan adanya banyak jejak sesar atau patahan.

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

Bab metodologi penelitian berkaitan dengan prosedur berjalannya penelitian. Bab ini meliputi desain akuisisi hingga tahapan yang dilakukan dalam penelitian ini.

3.1 Desain Akuisisi Data

Pada penelitian ini terdapat 11 titik pengukuran dengan desain akuisisi membentuk 2 lintasan dengan arah baratdaya – timurlaut. Titik pengukuran tersebut tersebar di wilayah Jawa Timur bagian utara antara lain: Surabaya, Blayu Bladong, Mojokerto, Jombang, Kediri dan Tulungagung. Pengukuran dilakukan menggunakan alat *Metronix ADU-07e* pada periode bulan Agustus – Oktober 2017. Titik pengukuran magnetotelurik disajikan lengkap pada tabel 3.1 dan *plotting* titik pengukuran pada peta geologi ditunjukkan pada gambar 3.1.

Tabel 3. 1 Koordinat titik pengukuran magnetotelurik

Stasiun	X (mE)	Y (mS)	Elevasi (m)	Lokasi
MT 01	698149.0	9194782.0	15	Desa Keputih, Kecamatan Sukolilo, Surabaya (ITS)
MT 03	654847.0	9172133.0	12	Desa Modongan, Mojokerto
MT 04	642224.0	9159868.0	55	Desa Jogoroto, Jombang
MT 05	623666.0	9141901.0	90	Desa Sambirejo, Kediri
MT 06	603763.0	9110164.0	100	Desa Kedungwaru, Tulungagung
MT 1.5	681466.9	9187188.8	53	Desa Cangkir, Driyorejo
SBY 05	692831.05	9194435.1	23	Keputran, Kecamatan Tegalsari, Surabaya
SBY 08	689502.29	9190298.5	22	Kelurahan Karah, Kecamatan Jambangan, Surabaya
SBY 10	697048.18	9190337.3	19	Penjaringan Sari, Kecamatan Rungkut, Surabaya
SBY 12	684713.84	9189363.6	33	Balaskrumpik, Kecamatan Wiyung, Surabaya
SBY 15	683600.07	9186781.7	23	Dusun Penambangan, Surabaya

3.2 Peralatan dan Data

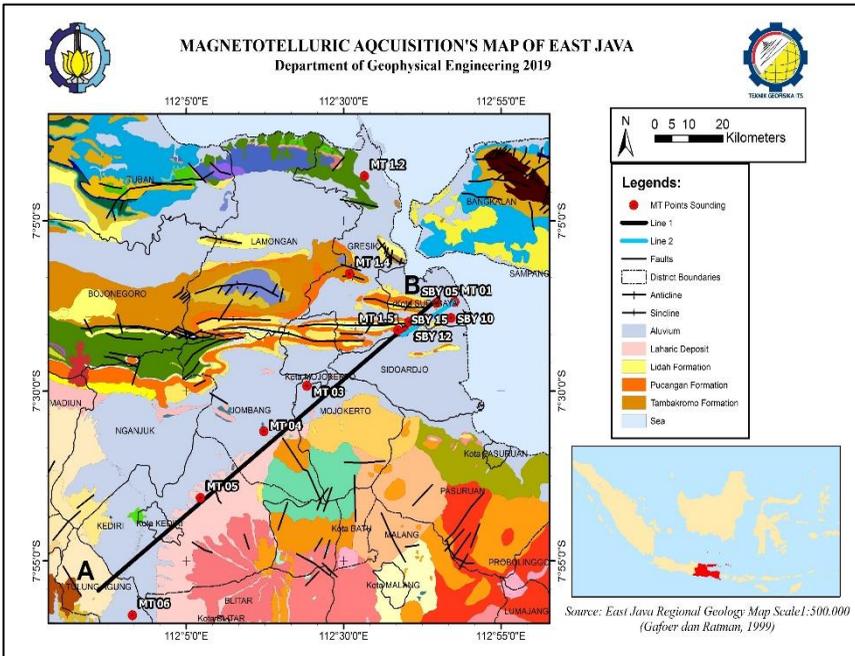
3.2.1 Peralatan

Alat yang digunakan dalam penelitian ini adalah Laptop yang telah terpasang perangkat lunak pengolah data magnetotelurik dari PT. NewQuest Geotechnology, Microsoft Excel, ArcGis dan Microsoft Office.

3.2.2 Data

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

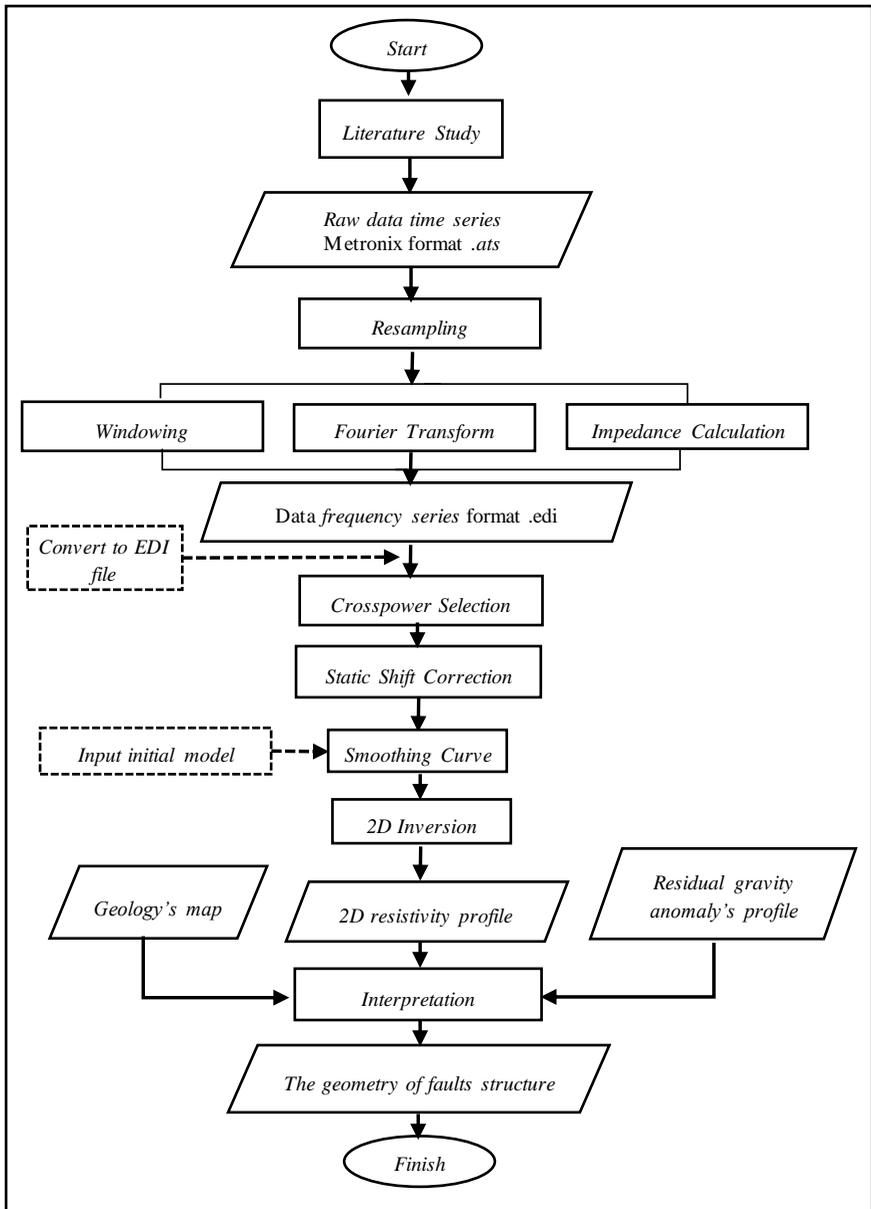
- Data sekunder magnetotelurik daerah penelitian hasil akuisisi Tim Departemen Teknik Geofisika tahun 2017
- Data anomali Bouguer wilayah Jawa Timur yang diperoleh dari (topex.ucsd.edu) sebagai pelengkap data magnetotelurik
- Peta geologi wilayah Jawa Timur



Gambar 3. 1 Peta titik pengukuran magnetotelurik dalam peta geologi Jawa Timur (Modifikasi setelah Gafoer dan Ratman, 1999)

3.3 Diagram Alir Penelitian

Diagram alir penelitian Tugas Akhir ini ditunjukkan pada gambar 3.2.



Gambar 3. 2 Diagram alir penelitian

3.4 Penjelasan Diagram Alir

Penelitian tugas akhir ini menggunakan beberapa perangkat lunak yaitu Edi Selector dan Static Shifter-X memiliki lisensi resmi dari PT. NewQuest Geotechnology. Alur pengolahan secara garis besar pada gambar 3.2 dibagi menjadi 5 bagian yaitu *pre-processing*, *crosspower selection*, *static shift correction*, *smoothing*, pemodelan inversi 2D dan korelasi model 2 dimensi magnetotelurik dengan peta anomali gaya berat residual. Proses-proses tersebut akan dijelaskan pada bagian-bagian di bawah ini.

3.4.1 *Pre-processing*

Tahapan *pre-processing* meliputi *resampling*, *windowing*, transformasi fourier dan *impedance calculation*. Penelitian tugas akhir ini menggunakan data magnetotelurik sebanyak 11 titik stasiun pengukuran yang terbagi menjadi 2 *line* pengukuran. *Line 1* terdiri dari MT 06, MT 05, MT 04, MT 03, MT 1-5, MT 01, SBY 15, SBY 12, SBY 08, SBY 05, dan SBY 10. *Line 2* terdiri dari MT 1-5, MT 01, SBY 15, SBY 12, SBY 08, SBY 05, dan SBY 10. Tahapan *pre-processing* hanya dilakukan untuk data titik MT 06, MT 04, MT 03, MT 1-5, dan MT 01. Pengolahan data SBY 15, SBY 12, SBY 08, SBY 05, dan SBY 10 dilakukan dalam ekstensi .edi.

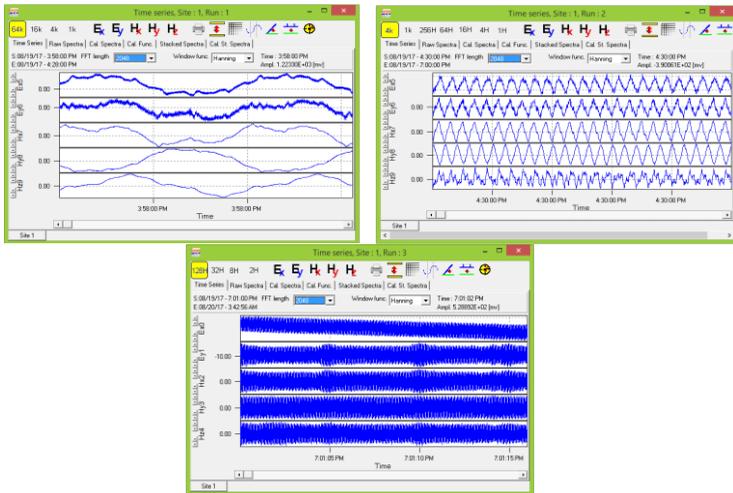
a. *Resampling*

Data sekunder yang diperoleh dari akuisisi menggunakan alat Metronix adalah raw data *time series* dengan format data .ats. Frekuensi yang terukur yaitu frekuensi tinggi 65536 Hz, frekuensi menengah 4096 Hz dan frekuensi rendah 128 Hz. Tiap frekuensi yang terukur memiliki 5 data *time series*, sehingga maka tiap titik rata-rata memiliki 10 – 15 data *time series*. Data *time series* untuk setiap frekuensi kemudian dilakukan *resampling*. Proses *resampling* digunakan untuk memperbanyak pencacahan data impedansi, rho dan fase pada rentang frekuensi yang lebih rendah.

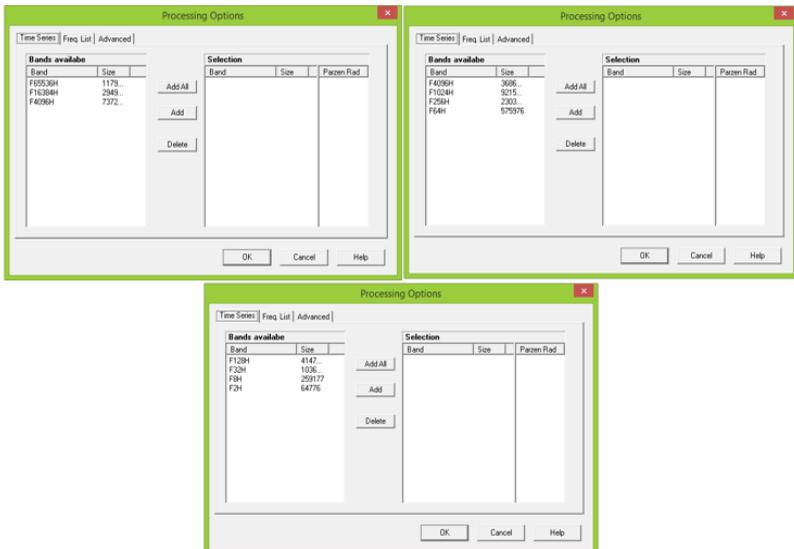
Langkah yang dilakukan untuk *resampling data* yang pertama yaitu membuat database dengan cara *create survey*. Setelah itu data *time series* tiap rentang rentang frekuensi di-*import*, hal ini dilakukan untuk semua titik pengukuran. Data – data pengukuran yang terdiri atas 3 meas dengan format .ats dalam 1 titik kemudian diinput. Data yang diinputkan akan ditunjukkan dalam file “run” untuk setiap titik pengukuran. *Run 1* untuk frekuensi tinggi, *run 2* frekuensi menengah dan *run 3* berisi frekuensi rendah. Data *time series* yang sudah di-*input* ditunjukkan pada gambar 3.3.

Setelah input data selesai, dilanjutkan ke proses *resampling* yang ada pada menu *Digital Filter*. Data *time series* frekuensi 65536 Hz pada setiap titik diresampling dengan *digital filter* /4 hingga mencapai frekuensi ≤ 4096 Hz. Kemudian data *time series* frekuensi 4096 Hz pada setiap titik di-*resampling* dengan *digital filter* /4 hingga mencapai frekuensi ≤ 128 Hz, dan data *time series* frekuensi 128 Hz pada setiap titik diresampling dengan *digital filter* /4

hingga mencapai frekuensi ≤ 2 Hz. Proses *resampling* menggunakan ditunjukkan pada gambar 3.4.



Gambar 3.3 Hasil import data time series titik MT01 : frekuensi 64 kHz (kiri atas), frekuensi 4 kHz (kanan atas) dan frekuensi 128 Hz (bawah)

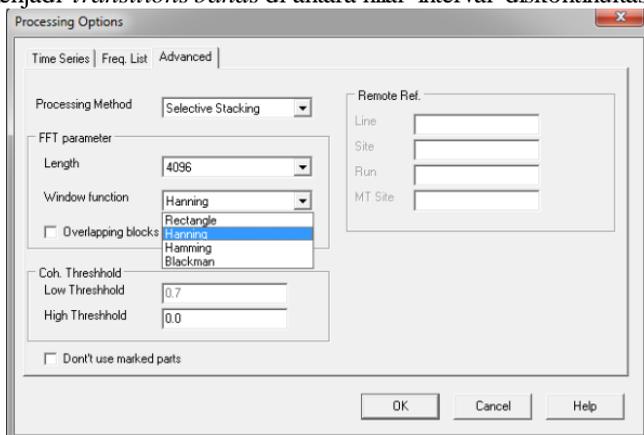


Gambar 3.4 Proses *resampling* data

Proses *resampling* terdiri atas 2 jenis *resampling* yaitu *resampling* /4 dan *resampling* /32. Proses *resampling* mempengaruhi kisaran nilai *resistivitas semu* dan fase pada frekuensi yang rendah. *Resampling* /32 memiliki kisaran data *resistivitas semu* dan fase yang lebih rendah jika dibandingkan dengan *resampling* /4. Semakin *besar resampling* yang digunakan maka semakin banyak data impedansi, rho dan fase yang dihasilkan. *Resampling* yang digunakan pada penelitian ini adalah *resampling* /4, hal itu dilakukan agar *resampling* data frekuensi rendah tidak bertambah secara signifikan, sehingga semakin banyak kurva yang digunakan untuk proses koreksi *crosspower*.

b. Windowing

Data *time series* magnetotelurik yang telah dilakukan *resampling* kemudian dilakukan proses *windowing*. Proses *windowing* melibatkan fungsi matematis berupa *window function* yang biasa disebut juga *tapering function*. *Window function* merupakan fungsi matematis yang memberi nilai nol di luar interval tertentu dan nilai tidak nol di dalam interval yang dikehendaki. Efek utama dari proses *windowing* adalah diskontinuitas dari respon frekuensi diubah menjadi *transitions bands* di antara nilai interval diskontinuitas.



Gambar 3. 5 *Setting Window Function*

Proses *windowing* berkaitan dengan proses transformasi fourier dalam pengolahan data magnetotelurik. Diketahui bahwa sumber dari sinyal MT merupakan sinyal non periodik yang berasal dari fluktuasi medan EM yang sifatnya non stasioner. Sinyal non stasioner tersebut akan terlihat jelas apabila berinteraksi dengan *random noise*. Saat sinyal tersebut diberlakukan proses FFT maka hasil spektrum frekuensinya akan mengalami *leakage* atau lonjakan sinyal. Selain itu juga proses transformasi fourier memerlukan data

bersifat periodik untuk dapat diproses. Oleh karena itu perlu dilakukan *windowing* agar data *time series* yang bersifat non-periodik berubah menjadi periodik sehingga dapat dilakukan proses transformasi fourier untuk meminimalkan efek kerusakan sinyal.

Terdapat 4 jenis *window* yaitu *Hanning window*, *Hamming window*, *Blackmann window* dan *Rectangular window* yang ditunjukkan pada gambar 3.5. Masing-masing *window* tersebut memiliki karakteristik dan pengaruh yang berbeda-beda untuk setiap sinyal tergantung tujuannya. Pemilihan *window* terbaik yang ingin digunakan berkaitan erat dengan *signal frequency content*. Jika sinyal yang diperoleh mengandung *cultural noise* yang mendekati frekuensi dari zona *interest* maka *window* yang digunakan adalah *Rectangular* dan *Hamming*. Pada penelitian ini proses *windowing* dilakukan menggunakan keempat jenis *window*.

c. Transformasi Fourier

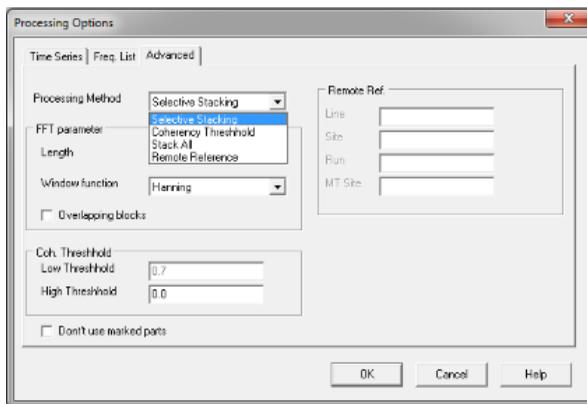
Proses selanjutnya setelah data *time series* dilakukan *windowing* adalah melakukan transformasi fourier. Pada pengukuran magnetotelurik data yang diperoleh adalah data medan listrik dan medan magnet dalam domain waktu. Agar dapat menunjukkan informasi distribusi resistivitas bawah permukaan, maka dilakukan transformasi dari data *time series* menjadi data *frequency domain*.

Proses transformasi fourier diawali dengan menentukan FFT *length* yang akan digunakan. FFT *length* atau FFT *size* merupakan jumlah *data points* yang terdapat di suatu *window* selama proses FFT berlangsung atau dalam kata lain FFT *length* merupakan banyaknya *data points* yang akan melalui proses transformasi fourier. Besarnya nilai FFT *length* menentukan banyaknya hasil *spectral lines* dan tingkat resolusi dari target. Jika FFT *length* yang digunakan adalah 1024 Hz maka akan menghasilkan 512 *spectral lines* dengan spasi 1 Hz. Pada kasus data yang dipengaruhi *cultural noise* semakin besar FFT *length* yang digunakan akan diperoleh resolusi frekuensi yang tinggi sehingga dapat membedakan sinyal dan *noise* secara jelas pada domain frekuensi. Berdasarkan hal tersebut semakin besar nilai FFT *length* akan meningkatkan jumlah *spectral lines* dan menghasilkan resolusi frekuensi yang tinggi dari frekuensi target. FFT *length* yang digunakan pada penelitian ini ada 3 jenis yaitu 1024, 2048 dan 4096.

d. Impedance Calculation

Transfer function merupakan perbandingan antara komponen medan listrik dan medan magnet yang saling tegak lurus. Dalam *transfer function* dilakukan proses kalkulasi impedansi untuk mengurangi atau menekan efek *noise* terhadap data magnetotelurik. Proses kalkulasi impedansi dilakukan dengan menghitung nilai impedansi, rho dan fase dengan metode kalkulasi

tertentu. Metode kalkulasi yang ada yaitu *coherency threshold*, *stack all*, *selective stacking* dan *remote reference* (gambar 3.6).



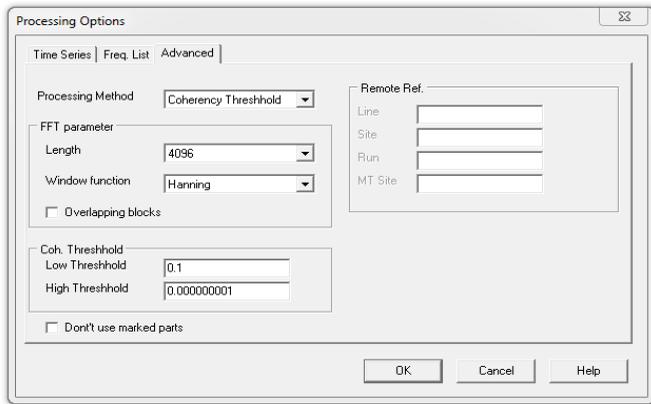
Gambar 3. 6 Setting processing method impedance calculation

Coherency threshold merupakan metode untuk mengurangi *noise* dengan memfilter matriks spektral yang koheren berdasarkan nilai batas tertentu kemudian menumpuknya. Pada metode *stack all* semua matrik spectral dilakukan *stacking* secara keseluruhan. Metode *selective stacking* merupakan metode untuk mengurangi *outlier* pada data berdasarkan standar deviasi dari penghitungan matriks spektral. Standar deviasi tersebut menunjukkan seberapa banyak variasi dari nilai rata-rata matriks spektral yang muncul. Sedangkan *remote reference* merupakan metode untuk mengurangi *noise* dengan cara menginput data medan magnet pada suatu titik sebagai *remote* yang berlokasi di luar titik pengukuran dengan asumsi input alaminya koheren dalam jarak beberapa kilometer.

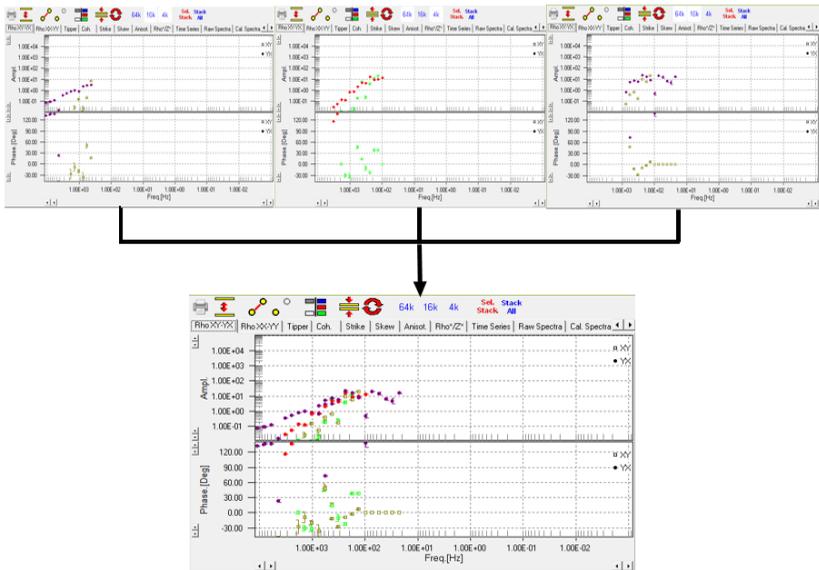
Dikarenakan tidak ada data *remote reference* pada penelitian ini maka kalkulasi impedansi dilakukan dengan 3 metode yaitu *stack all*, *coherency threshold* dan *selective stacking* untuk data frekuensi menengah dan frekuensi rendah. Sedangkan data frekuensi tinggi hanya menggunakan metode kalkulasi *stack all* dan *selective stacking*. Penggunaan kombinasi metode kalkulasi impedansi dapat menghasilkan output yang baik pada data yang dipengaruhi *cultural noise*.

Ketika parameter untuk *windowing*, *fourier transform* dan *transfer function* telah ditentukan maka *processing* dapat dimulai dengan meng-klik “OK” untuk setiap kategori “run” atau frekuensi, seperti yang ditunjukkan pada gambar 3.7. Setelah dilakukan proses b, c dan d *raw data* yang semula *time series* sudah berubah menjadi data domain frekuensi (yang ditunjukkan pada gambar 3.8) dengan ekstensi .EDI sejumlah 360 edi file untuk setiap

titik. Data ed *file* tersebut kemudian menjadi input untuk proses *crosspower selection*.



Gambar 3. 7 Proses windowing, fourier transform dan transfer function

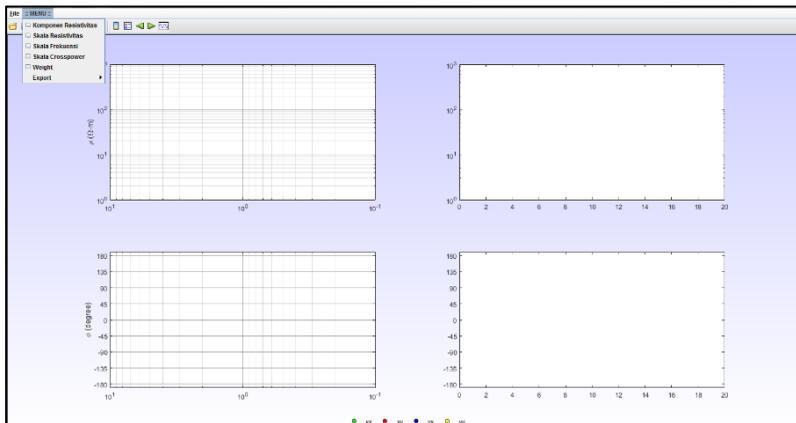


Gambar 3. 8 Hasil dari tahapan *pre-processing* titik MT01 dengan domain frekuensi

3.4.2 Crosspower Selection Menggunakan Edi Selector

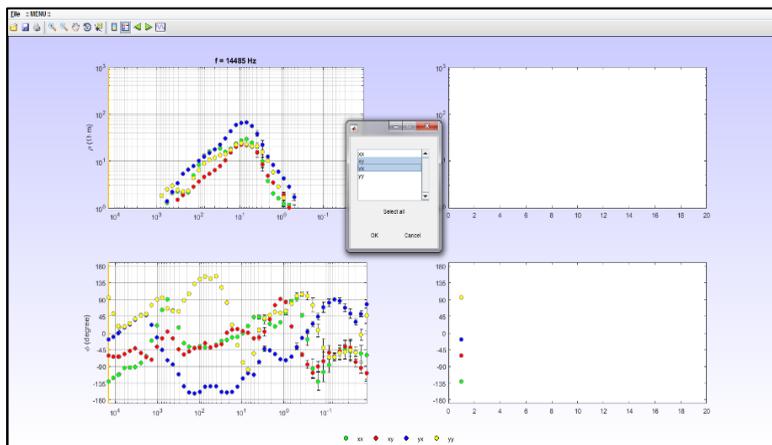
Hasil dari proses *impedance calculation* adalah *file* dengan ekstensi *.edi*. Data tersebut berisikan kurva resistivitas semu dan fase terhadap frekuensi yang terdiri atas kurva TE dan TM. Setiap kurva memiliki titik-titik yang merupakan *partial resistivity* per frekuensi. Banyaknya parameter yang dipilih dalam tahap *pre-processing* menentukan banyaknya jumlah *partial resistivity* yang dihasilkan untuk melalui tahapan seleksi *crosspower*. Penelitian ini menggunakan sebagian besar parameter *pre-processing*, sehingga 1 titik pengukuran menghasilkan 360 data *edi file* untuk dilakukan proses seleksi *crosspower*. *Crosspower* merupakan kumpulan data parsial berupa pasangan nilai resistivitas dan fase dengan frekuensi yang sama. Proses seleksi *crosspower* digunakan untuk menghasilkan tren kurva resistivitas dan fase yang *smooth*, yang mana trend kurva fase dan kurva resistivitasnya berkebalikan.

Proses seleksi *crosspower* dilakukan dengan cara mengaktifkan atau menonaktifkan data per sampling frekuensi. Data yang dipilih dalam proses seleksi *crosspower* ditinjau berdasarkan kecocokan antara nilai resistivitas dengan sebaran *partial resistivity* dan nilai fase TE maupun fase TM. Selain itu pemilihan *crosspower* dilakukan mengikuti *trend* data. Idealnya nilai fase TE berada di kisaran $> 0^\circ$ dan fase TM berada di kisaran $< 0^\circ$. Apabila kurva resistivitas memiliki tren yang naik, maka kurva fasenya seharusnya memiliki tren yang turun. Selain itu dalam melakukan seleksi *crosspower* perlu diperhatikan posisi tren kurva data pada titik parsial sebelumnya. Posisi tren kurva dalam *crosspower* antar untuk setiap rentang frekuensi tidak boleh melebihi 45° , hal itu dikarenakan kurva resistivitas sangat sensitif terhadap perubahan sudut yang menunjukkan perbedaan lapisan.



Gambar 3. 9 Tampilan awal software Edi Selector

Seleksi *crosspower* yang dilakukan pada penelitian ini menggunakan perangkat lunak Edi Selector (gambar 3.9). Perangkat lunak ini hanya dapat membaca file .edi yang telah *convert*, oleh karena itu sebelum menginputkan *edi file* ke Edi Selector perlu dilakukan *convert data* menggunakan perangkat lunak tertentu. Hasil *convert data* yang diperoleh pada proses ini sebanyak 360 edi file yang kemudian di-*input*-kan ke perangkat lunak Edi Selector untuk dilakukan proses seleksi *crosspower* (gambar 3.10).

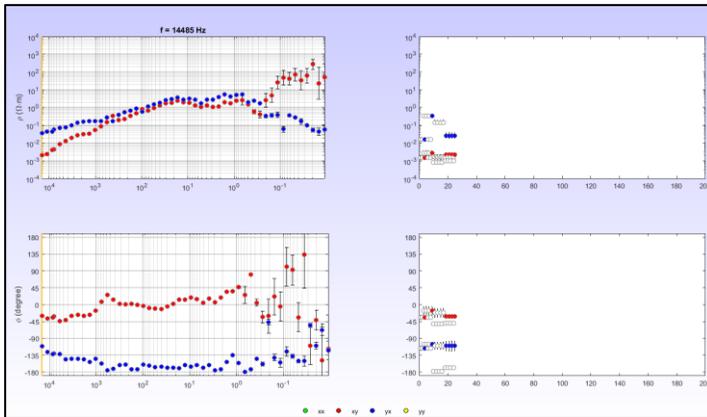


Gambar 3. 10 Proses *input data* pada *software* Edi Selector

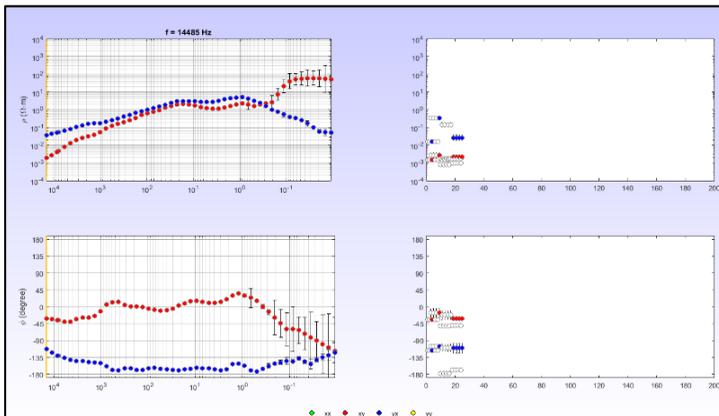
Data yang ditampilkan pada Edi Selector hanya kurva TE dan TM, kemudian rentang nilai rho, fase dan frekuensinya diatur. Setelah itu proses seleksi *crosspower* dimulai dengan menghilangkan atau mematikan data parsial resistivitas dan fasenya. Pada data dengan *high error bar*, perlu diperhatikan *trend* data dan fase dengan sangat teliti. *Error Bar* disebabkan oleh *noise* pada data yang menyebabkan rentang nilai resistivitas semu menjadi lebar sehingga menyebabkan ambiguitas. Pemilihan *crosspower* harus saling memperhatikan kurva resistivitas semu dan fase, hal ini dikarenakan ketika dilakukan penghilangan satu titik *crosspower*, kedua kurva tersebut bergerak bersamaan. Pemilihan *crosspower* nilai resistivitas juga tidak selamanya berpatokan pada nilai yang dominan karena juga harus mempertimbangkan nilai fase yang konstan dan mengikuti *trend data*, yang mana tren data tersebut akan mempengaruhi hasil pemodelan.

Kurva hasil seleksi *crosspower* dapat di-*smoothing* lagi menggunakan beberapa jenis *smoothing* pada *software* Edi Selector. Beberapa jenis *smoothing* yang terdapat pada *software* tersebut antara lain: *moving average*, *least square*, *savitzky-golay* dan *robust*. Pada penelitian ini *smoothing* yang

digunakan adalah *robust*. Kurva resistivitas fase sebelum dilakukan seleksi *crosspower* ditunjukkan pada gambar 3.11, dan hasil seleksi *crosspower* ditunjukkan pada gambar 3.12.



Gambar 3. 11 Kurva resistivas dan fase sebelum dilakukan proses seleksi *crosspower*



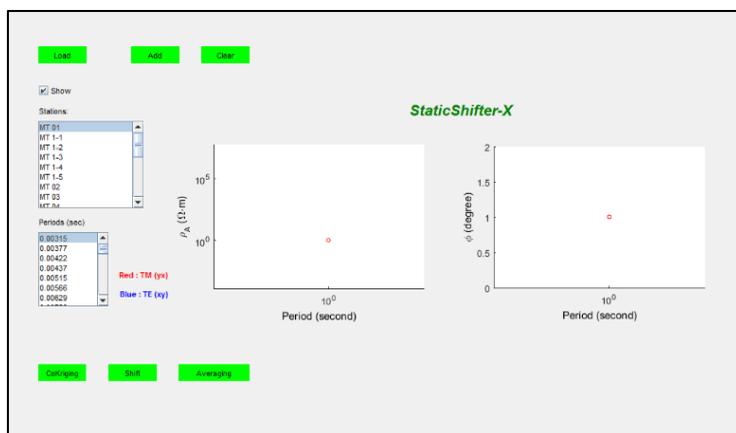
Gambar 3. 12 Kurva resistivas dan fase setelah dilakukan proses seleksi *crosspower*

Hasil dari proses seleksi *crosspower* menggunakan perangkat lunak Edi Selector disimpan dalam ekstensi file *.EDI*. *Edi file* hasil seleksi *crosspower* kemudian di-*convert* menjadi *Edi file* format tertentu. Satu titik yang semula

memiliki input 360 Edi file dalam proses seleksi *crosspower* menghasilkan 1 *Edi file* format tertentu.

3.4.3 Static Shift Correction Menggunakan Static Shifter-X

Proses pengolahan data magnetotelurik menghasilkan informasi kurva ρ_{ho} dan derajat $phase$ yang masing-masing terdiri atas 2 mode. Kurva *resistivitas semu* terbagi menjadi dua kurva yaitu *resistivitas semu XY* atau kurva TE mode dan *resistivitas semu YX* atau kurva TM mode. Hal itu juga berlaku untuk kurva derajat $phase$. Pola kurva TE dan kurva TM memiliki kecenderungan pola yang berbeda. Idealnya kurva TE dan TM memiliki posisi yang berhimpit, namun adanya efek statik saat pengukuran menyebabkan kurva tidak berhimpit atau mengalami *shifting*. Adanya *shifting* menyebabkan nilai pengukuran di lapangan akan mengalami pergeseran mejadi lebih tinggi atau lebih rendah, oleh karena itu perlu dilakukan proses koreksi statik. Koreksi statik dilakukan karena nilai pengukuran di lapangan yang mengalami pergeseran dapat mempengaruhi pemodelan saat inversi 2D dan menghasilkan informasi bawah permukaan yang ambigu. Koreksi statik yang dilakukan pada penelitian ini menggunakan perangkat lunak Static shifterX dengan metode *averaging* atau perata-rataan. Proses koreksi statik dengan metode geostatistik *averaging* digunakan untuk data real MT yang tidak dilakukan pengukuran TDEM di lapangan.



Gambar 3. 13 Tampilan awal *software* Static shifter-X

Sebelum melakukan koreksi statik, *EDI file* dari semua titik pengukuran hasil seleksi *crosspower* diexport menjadi data *EDI file* format tertentu. Tahap pertama yang dilakukan adalah meng-*input* nilai yang terdapat di *notepad* data *EDI file* format tertentu pada perangkat lunak Ms. Excel. Nilai

yang di-inputkan yaitu periode yang diperoleh dari hasil perhitungan 1 / frekuensi, rho TE (rho XY), fase TE, rho TM (rho YX) dan fase TM. Kelima nilai yang diinput tersebut disesuaikan dengan file dengan ekstensi .dts yang menjadi inputan pada perangkat lunak Static shifterX (ditunjukkan pada gambar 3.14). Kemudian nilai yang sudah diinput ke Ms. Excel tersebut dicopy ke dalam *notepad* dan disimpan dengan ekstensi file .dts. Tahapan tersebut dilakukan pada semua titik pengukuran.

```

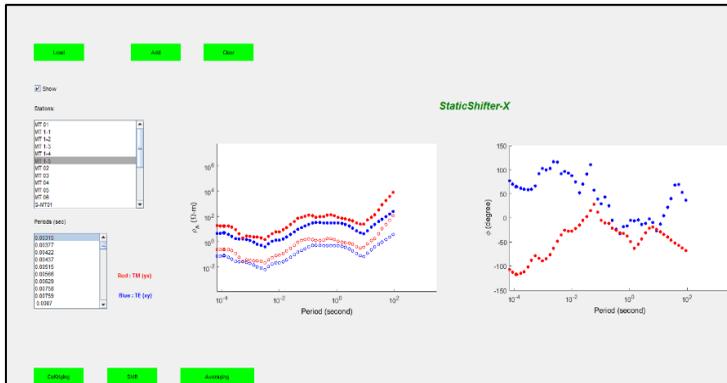
File Edit Format View Help
||----- X(m) -----||----- Y(m) -----||----- Z(m) -----||
3750      0      5000
||--- Jumlah Data ---||
50
||-- Periode(dtk) --||-- Rho-TM(ohm-m)--||---- Fase-TM -----||-- Rho-TE(ohm-m)--||---- Fase-TE ----||
6.90E-05      3.66E-02      -1.11E+02      2.08E-03      -2.94E+01
9.00E-05      4.17E-02      -1.23E+02      2.79E-03      -3.38E+01
1.17E-04      4.94E-02      -1.26E+02      3.75E-03      -3.54E+01
1.25E-04      5.74E-02      -1.33E+02      5.41E-03      -3.78E+01
1.68E-04      6.76E-02      -1.37E+02      8.19E-03      -3.65E+01
2.25E-04      8.52E-02      -1.40E+02      1.20E-02      -3.50E+01
3.01E-04      1.05E-01      -1.43E+02      1.78E-02      -3.48E+01
4.04E-04      1.25E-01      -1.47E+02      2.33E-02      -3.14E+01
5.42E-04      1.46E-01      -1.46E+02      3.09E-02      -2.63E+01
7.26E-04      1.64E-01      -1.49E+02      4.16E-02      -1.87E+01
9.74E-04      1.86E-01      -1.55E+02      5.88E-02      -8.08E+00
1.31E-03      1.88E-01      -1.60E+02      9.44E-02      7.09E-01
1.75E-03      2.21E-01      -1.62E+02      1.35E-01      6.63E+00

```

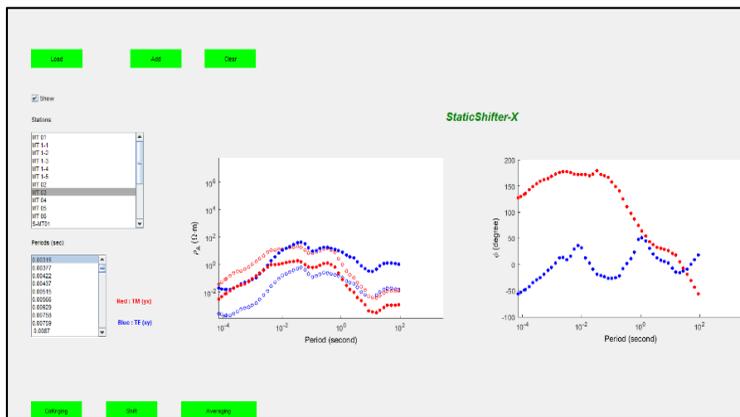
Gambar 3. 14 Contoh *input data* format dts pada notepad

Tahap selanjutnya yaitu memasukkan 11 file .dts daerah pengukuran ke dalam perangkat lunak Static shifterX (gambar 3.14). Kemudian dari 11 titik pengukuran tersebut dicari minimal 4-5 titik yang tidak mengalami *shifting* untuk menjadi data pengkoreksi dalam proses koreksi statik. Pada penelitian ini titik yang perlu dikoreksi yaitu titik MT 03, MT 04, MT 05, MT 06, MT 1-2, MT dan MT 1-5 sedangkan data pengkoreksi pada penelitian ini adalah titik SBY 05, SBY 08, SBY 10, SBY 12 dan SBY 15. Proses koreksi statik dimulai dengan klik metode *averaging* dan dipilih 1 titik yang akan dikoreksi serta 5 titik pengkoreksi, selanjutnya perangkat lunak Static shifterX akan melakukan perhitungan *averaging*. Hal ini dilakukan untuk semua titik yang akan dikoreksi. Hasil komparasi kurva resistivitas dari proses koreksi statik pada setiap titik dapat ditampilkan dengan klik add kemudian pilih file “result”. Pada penelitian ini hasil komparasi kurva resistivitas sebelum koreksi statik dan sesudah koreksi statik dari perangkat lunak Static shifter-X ditunjukkan pada gambar 3.15 dan 3.16.

Proses koreksi statik menggunakan perangkat lunak Static shifter-X hanya menghasilkan *output* berupa file dengan ekstensi .dts yang menunjukkan nilai acuan koreksi statik dengan metode geostatistik *averaging* pada frekuensi tertinggi (10.000 Hz) yang ditunjukkan pada gambar 3.17. Nilai acuan yang diperoleh kemudian digunakan untuk melakukan koreksi *static shifting* secara manual dengan menggeser kurva TE dan kurva TM frekuensi tinggi pada nilai acuan tersebut menggunakan perangkat lunak yang lain.



Gambar 3. 15 Komparasi kurva resistivitas titik MT 1-5 sebelum dan sesudah koreksi statik dengan Static shifter-X

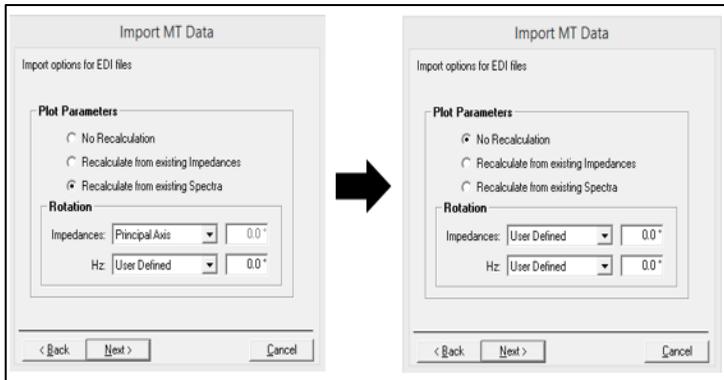


Gambar 3. 16 Komparasi kurva resistivitas titik MT 03 sebelum dan sesudah koreksi statik dengan Static shifter-X yang tidak ideal

Periode(dtk)	Rho-TM(ohm-m)	Fase-TM	Rho-TE(ohm-m)	Fase-TE
6.9e-05	8.25834	-108	10.1723	75.9
9e-05	7.96456	-113	10.7983	69.8
0.000117	7.834	-117	11.5807	65
0.000125	7.99721	-117	11.9364	64.7
0.000168	7.834	-115	8.30854	61.3

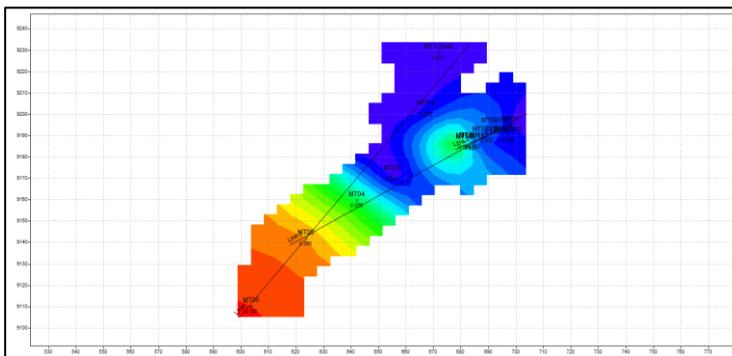
Gambar 3. 17 Nilai acuan koreksi statik hasil penghitungan perangkat lunak Static shifter-X dengan metode averaging

Langkah pertama yang dilakukan sebelum koreksi statik adalah membuat *project* dengan mengimport data .EDI yang dihasilkan dari proses seleksi *crosspower*. Hal yang perlu diperhatikan saat input data .EDI ke adalah *setting* parameter *import MT Data* yang meliputi *plot parameters* dan *rotation* seperti yang ditunjukkan gambar 3.18. Plot parameter yang dipilih adalah *no recalculation*, hal itu dilakukan agar nilai resistivitas, fase dan impedansi yang telah dihitung tidak dilakukan penghitungan kembali. Sedangkan parameter *rotation* untuk *impedances*-nya dipilih *user defined* dikarenakan pada pengolahan data ini tidak memperhitungkan rotasi.



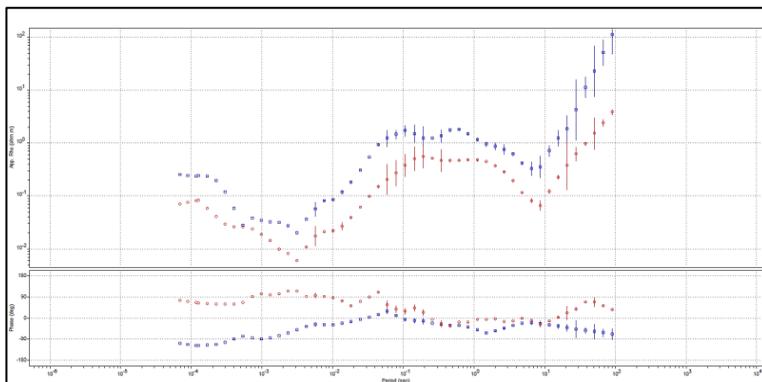
Gambar 3. 18 Setting parameter import MT data

Setelah data diimport ke *project* dilakukan pembuatan *profiles map* untuk mengaktifkan lintasan survei MT yang akan diolah dengan cara *ploting* koordinat titik pengukuran, elevasi dan jumlah stasiun pengukuran MT. Selain itu dilakukan juga penentuan jumlah lintasan dari titik pengukuran (gambar 3.19). Proses ini berguna untuk menentukan wilayah yang akan dilakukan pemodelan.

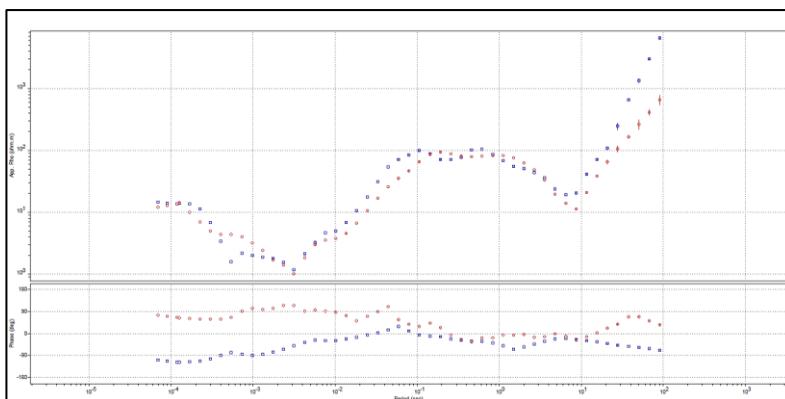


Gambar 3. 19 Peta elevasi lintasan pemodelan magnetotelurik

Ketika peta lintasan selesai dibuat, selanjutnya dilakukan proses koreksi statik dengan cara menggeser kurva TE dan TM pada nilai acuan yang telah diperoleh dari proses geostatistik *averaging* menggunakan perangkat lunak Static shifter-X. Setelah dilakukan proses koreksi statik dilakukan analisis terhadap kurva resistivitas hasil koreksi statik (gambar 3.21). Analisis yang dilakukan akan dibahas lebih detail pada bab 4.



Gambar 3. 20 Kurva magnetotelurik MT 1-5 sebelum dikoreksi statik



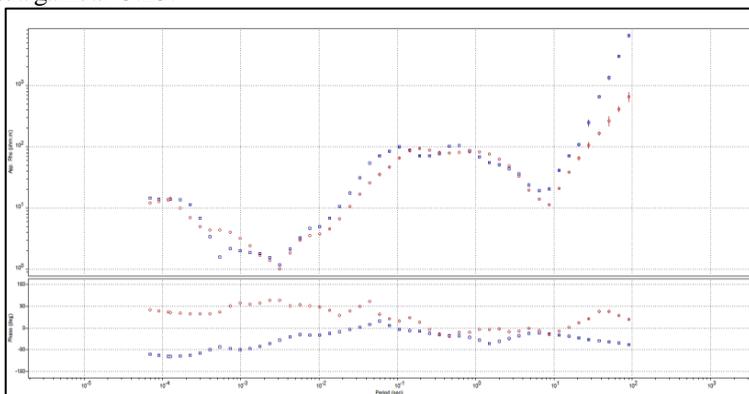
Gambar 3. 21 Kurva magnetotelurik MT 1-5 setelah dikoreksi statik

3.4.4 *Smoothing Data Magnetotelurik Tahap Lanjut*

Tahapan *smoothing* data magnetotelurik yang dilakukan pada penelitian ini selain seleksi *crosspower* adalah *smoothing* data tahap lanjut yang meliputi *masking* dan *smoothing curve*. Proses *masking* digunakan untuk menghilangkan beberapa data yang masih tidak sesuai dengan tren kurva TE

maupun TM setelah dilakukan proses seleksi *crosspower*. Tren kurva yang dijadikan acuan dalam proses *masking* maupun *smoothing* adalah pola dominan kurva resistivitas semu terhadap frekuensi. Pada proses *masking* hendaknya diperhatikan jumlah data yang ingin dihilangkan, hal itu dikarenakan banyak sedikitnya data yang dihilangkan akan mempengaruhi hasil inversi. Semakin banyak data yang dihilangkan maka hasil pemodelannya tidak akan representatif sekalipun tren datanya bagus. Banyaknya jumlah data yang di-*masking* pada penelitian ini dibatasi sebanyak 5 titik *partial resistivity* saja untuk setiap titik pengukuran.

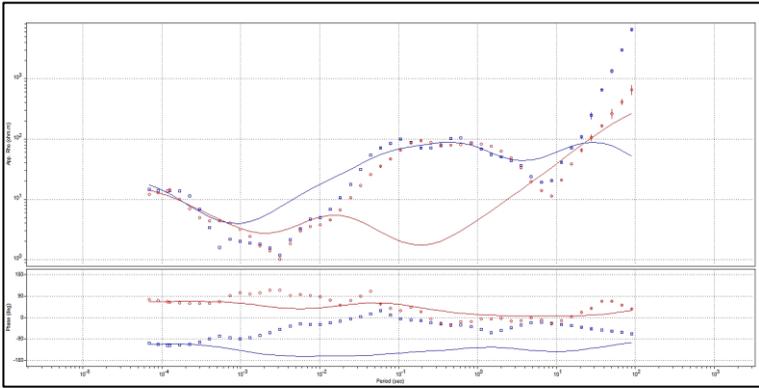
Data yang telah di-*masking* kemudian melewati proses *smoothing curve* resistivitas semu terhadap frekuensi. Proses *smoothing curve* merupakan proses pembuatan kurva *smoothing* dari kurva hasil proses *masking* dengan beberapa metode yaitu *smoothing D+*, *Sutarno phase consistent* dan *Numerical*. Metode *smoothing D+* merupakan metode *smoothing curve* data magnetotelurik yang berdasarkan nilai resistivitas pada kurva TE - TM dan pola derajat fase magnetotelurik. Proses ini juga mempertimbangkan *error bar* sebagai dasar dalam penghalusan tren kurva. Jika *error bar* semakin besar maka akan menghasilkan kurva *smoothing* yang menjauhi pola kurva data observasi. Pola kurva magnetotelurik sebelum dilakukan proses *smoothing D+* ditunjukkan pada gambar 3.22 sedangkan hasil *smoothing D+* ditunjukkan pada gambar 3.23.



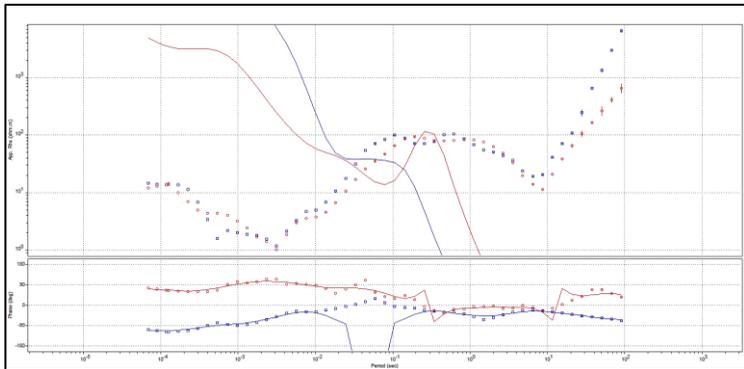
Gambar 3. 22 Kurva magnetotelurik MT 1-5 sebelum dilakukan proses *smoothing curve*

Metode *Sutarno phase consistent* merupakan proses penghalusan kurva magnetotelurik berdasarkan pola derajat fase yang konsisten. Metode ini akan menghasilkan pola kurva yang bagus jika data observasi memiliki pola kurva fase yang relatif konsisten. Jika data observasi memiliki pola derajat fase yang acak maka akan menghasilkan pola kurva yang acak pula. Oleh karena itu metode ini dapat dipilih jika kurva observasi data magnetotelurik

menunjukkan pola yang relatif *smooth*. Pola kurva magnetotelurik sebelum dan sesudah dilakukan proses *smoothing Sutarno phase consistent* ditunjukkan pada gambar 3.24.

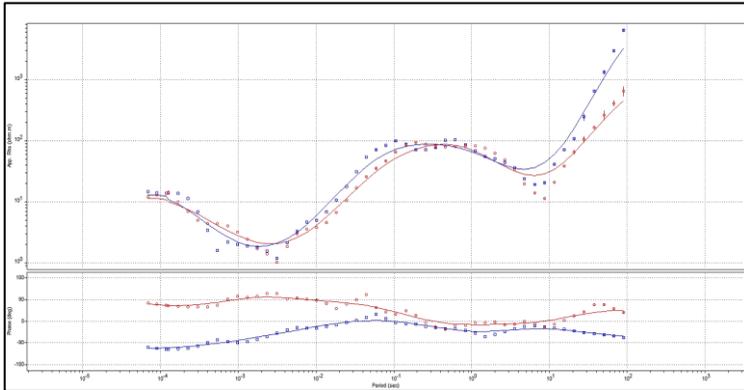


Gambar 3. 23 Kurva magnetotelurik MT 1-5 setelah dilakukan *smoothing D+*



Gambar 3. 24 Kurva magnetotelurik MT 1-5 setelah dilakukan *smoothing Sutarno phase consistent*

Sedangkan metode *smoothing numerical* merupakan proses membuat kurva *smoothing* yang berdasarkan pada pola kurva observasi yang telah dilakukan *masking*. Metode ini menggunakan pendekatan secara *numeric* berupa persamaan polinomial dengan nilai orde tertentu pada setiap pola kurvanya. Pola kurva magnetotelurik sebelum dan sesudah dilakukan proses *smoothing numerical* ditunjukkan pada gambar 3.25.



Gambar 3. 25 Kurva magnetotelurik MT 1-5 setelah dilakukan *smoothing numerical*

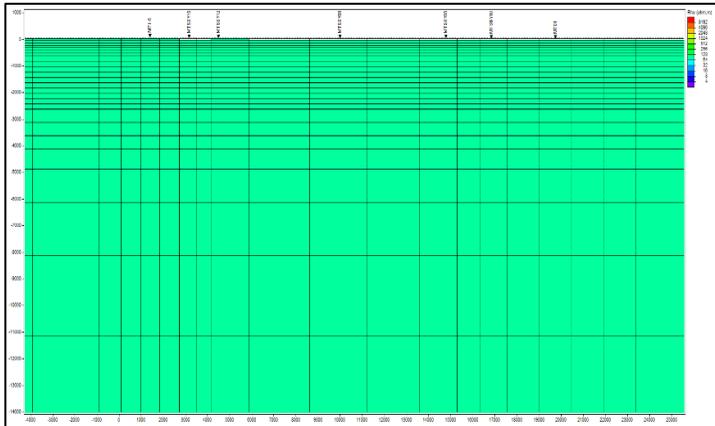
Proses *smoothing curve* pada penelitian tugas akhir ini menggunakan metode *smoothing numerical*. Metode *numerical* dipilih karena kondisi data yang tidak ideal sekalipun memiliki *error bar* yang rendah. Apabila proses *smoothing* yang dilakukan menggunakan metode D+ atau *sutarno phase consistent* maka akan menghasilkan kurva yang tidak sesuai dengan kurva observasi seperti yang ditunjukkan pada gambar 3.23 dan 3.24.

3.4.5 Pemodelan Inversi 2D

Proses selanjutnya setelah dilakukan koreksi statik dan *smoothing* pada data MT adalah inversi 2D menggunakan algoritma inversi *nonlinear conjugate gradient* (NLCG). Model inversi 2D menunjukkan adanya variasi nilai resistivitas secara vertikal dan lateral yang didiskritisasi menjadi blok-blok tertentu dengan *finite difference* atau syarat batas. Syarat batas tersebut berupa ukuran blok yang tidak seragam dengan parameter model awal berupa nilai resistivitas untuk tiap blok. Ukuran blok yang tidak seragam menunjukkan bahwa resolusi data magnetotelurik akan berkurang sebagai fungsi jarak dan kedalaman titik pengukuran. Pemecahan permasalahan inversi 2D pada penelitian ini menggunakan metode *nonlinear conjugate gradient* (NLCG) yang memiliki prinsip mencari solusi model dengan meminimalkan fungsi objektif.

Tahapan pemodelan inversi 2D pada penelitian secara garis besar terdiri atas pengaturan *line profile*, pembuatan model awal dengan *background* resistivitas dan pengaturan parameter inversi. Langkah pertama untuk melakukan pemodelan inversi 2D yaitu pengaturan *line profile* untuk mengaktifkan lintasan yang akan diinversi seperti yang telah dijelaskan pada subbab 3.4.3. Penelitian ini menggunakan konfigurasi 2 lintasan berorientasi

baratdaya – timurlaut. Kemudian dilakukan pembuatan model awal dengan memasukkan parameter berupa *background resistivity*. *Background resistivity* yang digunakan pada penelitian ini sebesar 100 Ohm.m untuk ketiga lintasan, nilai resistivitas tersebut merupakan asumsi bahwa bumi merupakan lapisan homogen. Model awal yang digunakan berupa *meshgrid* (blok-blok) dengan ukuran *mesh* dan nilainya bertambah sebagai fungsi kedalaman. Model awal inversi 2D pada penelitian ini ditunjukkan pada gambar 3.26.



Gambar 3. 26 Model awal penampang resistivitas 2D

Langkah selanjutnya adalah mengaktifkan parameter *edit static shift* untuk memasukkan hasil koreksi efek statik pada pengolahan data magnetotelurik dan pengaturan parameter inversi. Beberapa parameter inversi yang harus diatur antara lain nilai *tau*, *decade*, *data error* dan *error floor*. Nilai *tau* yang digunakan pada penelitian ini adalah *tau* 3. *Decade* yang digunakan untuk ketiga lintasan adalah 6 *decade* dengan *range* frekuensi 10^{-2} , 10^{-1} , 10^0 , 10^1 , 10^2 , dan $>10^2$. Sedangkan nilai *data error* dan *error floor* yang digunakan adalah 5% untuk *rho* dan 10% untuk *phase*. Parameter inversi lain yang perlu diatur adalah mode inversi. Mode inversi yang digunakan adalah mode TE-TM. Ketika pengaturan parameter inversi telah dilakukan, proses inversi dapat dimulai.

3.4.6 Interpretasi Model 2 Dimensi Magnetotelurik dengan Peta Anomali Gaya Berat Residual

Pada penelitian ini digunakan data pendukung untuk meningkatkan keterpercayaan model 2D magnetotelurik yang diperoleh. Data pendukung yang digunakan adalah data *complete bouguer anomaly* (CBA) wilayah Jawa Timur bagian utara yang merupakan lokasi pengukuran magnetotelurik

bersumber dari data satelit *topex*. Data anomali Bouguer tersebut dilakukan pengolahan hingga diperoleh anomali gaya berat residual. Pemisahan anomali gaya berat dilakukan dengan menggunakan filter *moving average*. Filter ini dilakukan dengan cara merata-ratakan nilai *complete bouguer anomaly*. Hasil dari filter *moving average* ini adalah anomali regional. Selanjutnya untuk memperoleh anomali residual dilakukan dengan cara mengurangkan anomali regional dari anomali Bouguernya. Peta anomali gaya berat residual tersebut digunakan untuk membantu interpretasi model 2D MT yang telah diperoleh.

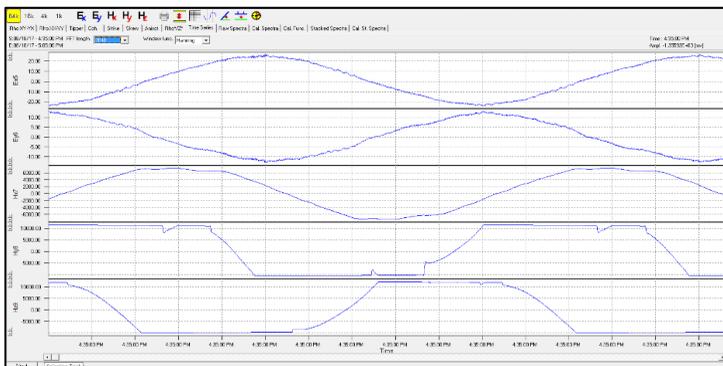
BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

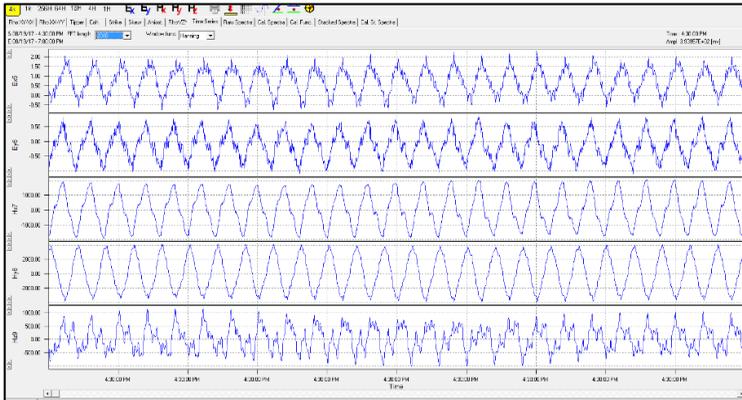
4.1 Kualitas Data *Time Series*

Parameter terukur pada proses akuisisi metode magnetotelurik adalah medan listrik dan fluktuasi medan magnet alami bumi terhadap waktu. Komponen medan listrik diukur oleh dua pasang *porouspot* yang saling tegak lurus, sedangkan komponen medan magnet diukur oleh dua buah koil yang juga saling tegak lurus. Pemasangan koil dan *porouspot* saat akuisisi data magnetotelurik harus dipastikan tidak terbalik agar data yang dihasilkan ideal. Parameter medan listrik dan medan magnet terekam dalam bentuk data MT *time series* pada komponen horizontal medan elektromagnetik yaitu Ex, Ey, Hx dan Hy serta komponen vertikal yaitu Hz. Komponen medan listrik Ex dan Ey menunjukkan fluktuasi medan listrik bumi secara lateral dan vertikal ke bawah permukaan bumi, komponen Hx dan Hy menunjukkan pengukuran fluktuasi medan magnet bumi secara lateral, sedangkan komponen Hz menunjukkan pengukuran fluktuasi medan magnet bumi di bawah permukaan. Sinyal yang terekam memiliki rentang frekuensi yang sangat lebar berisi informasi variasi medan listrik dan medan magnet terhadap waktu.

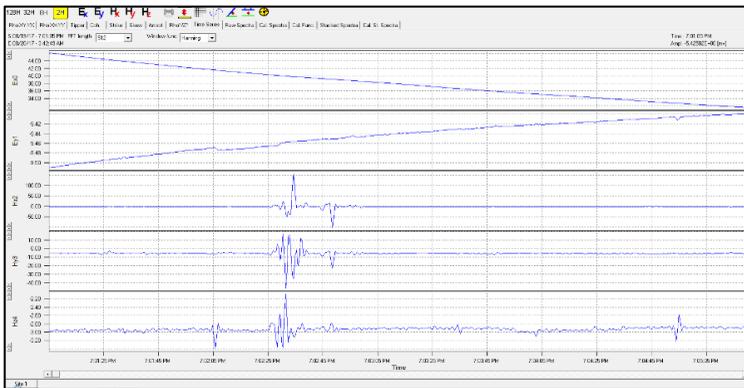
Data sekunder yang diperoleh dari akuisisi menggunakan alat Metronix ADU 07-e adalah *raw data time series* dengan format data .ats yang terdiri atas 3 *meas. Meas* tersebut menunjukkan 3 rentang frekuensi yang terukur oleh alat yaitu frekuensi tinggi 65536 Hz (energi dari gelombang masih sangat, namun penetrasinya dangkal), frekuensi sedang 4096 Hz (energi dari gelombang cenderung berkurang, namun penetrasinya lebih dalam) dan frekuensi rendah 128 Hz (energi gelombang semakin berkurang dan cenderung habis namun penetrasinya sangat dalam). Input data *time series* pada penelitian ini ditunjukkan pada gambar 4.1 di bawah ini.



(a)



(b)



(c)

Gambar 4.1 Data *time series* daerah penelitian: a) frekuensi tinggi, b) frekuensi menengah dan c) frekuensi rendah

Meskipun metode magnetotelurik dikenal sebagai metode yang efektif untuk memetakan konduktivitas struktur bawah permukaan hingga mencapai kerak bumi, hasil pengukurannya sering tidak ideal dikarenakan adanya kontaminasi *noise*. Seperti yang ditunjukkan pada gambar 4.1 data *time series* yang diperoleh pada penelitian ini sangat terkontaminasi *noise*. Gambar 4.1 (a) yang merupakan data *time series* pada frekuensi tinggi menunjukkan kelima komponen elektromagnetik (H_x , H_y , H_z , E_x dan E_y) sama sekali tidak merekam sinyal secara ideal. Pada komponen E_x , E_y dan H_x sinyal yang terekam cenderung berupa sinyal sinusoidal yang cukup *smooth*, sedangkan pada komponen H_y dan H_z dalam rentang waktu tertentu secara berulang terdapat data

dengan nilai terukur yang cenderung konstan. Data *time series* frekuensi sedang (gambar 4.1 b) menunjukkan kurva sinusoidal dengan *spike* yang tinggi pada komponen Ex, Ey, Hx, Hy dan Hz. Komponenn Hx dan Hy data *time series* frekuensi tinggi juga cenderung membentuk kurva sinusoidal yang *smooth*. Sedangkan data *time series* frekuensi rendah (gambar 4.1 c) data yang terekam cenderung memiliki nilai yang konstan. Bentuk kurva data yang terekam pada frekuensi ini tidak berupa kurva sinusoidal seperti pada data frekuensi tinggi dan frekuensi sedang melainkan berbentuk kurva yang linier dengan adanya *spike* kecil pada rentang waktu tertentu yang terekam oleh komponen Hx, Hy dan Hz.

Menurut (Junge, 1996) terdapat 4 faktor yang menyebabkan data *time series* terukur terkontaminasi *noise* sehingga menghasilkan data yang tidak ideal antara lain:

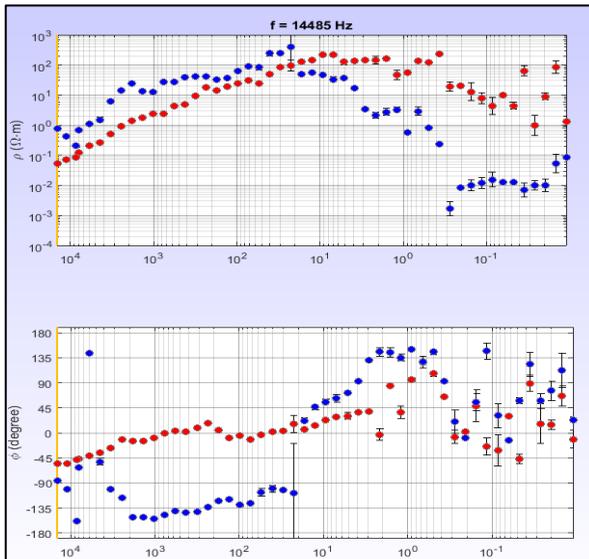
- a. *Instrumental noise*, disebabkan adanya perubahan temperatur magnetometer yang signifikan. Hal ini berkaitan dengan ketergantungan sensor terhadap temperatur magnetometer. Selain itu proses elektrokimia yang terjadi pada elektroda yang dipasang juga dapat menjadi sumber *noise* yang menyebabkan adanya kesalahan dalam perekaman sinyal.
- b. *Environmental noise*, berkaitan dengan semua *noise* yang dihasilkan dari alam. Medan listrik dan medan magnet tidak dapat merekam konduktivitas bawah permukaan akibat cuaca tertentu, proses elektrokimia yang dihasilkan oleh tumbuhan di sekitar wilayah pengukuran dan juga akibat adanya pergerakan air laut di medan magnet bumi.
- c. *Cultural* atau *man-made noise*, berkaitan dengan semua *noise* buatan yang dihasilkan dari industri seperti adanya jaringan pipa bawah tanah, transmitter televisi dan radio maupun adanya jaringan listrik.
- d. Adanya ketidaksesuaian antara teori dengan kondisi real saat dilakukan pengukuran magnetotelurik, sebagai contoh adanya asumsi *plane wave* atau medan listrik yang homogen antara elektroda telurik.

Setelah diketahui faktor yang menyebabkan data terkontaminasi *noise* dapat dilakukan analisis lebih spesifik jenis *noise* yang mempengaruhi perekaman sinyal pada penelitian ini berdasarkan bentuk kurva sinyal yang terekam. Menurut (Borah dkk., 2015) dapat diketahui bahwa data *time series* frekuensi sedang (gambar 4.1 b) terkontaminasi oleh *powerline noise* yang ditunjukkan oleh adanya *peak distortion* yang menonjol. Kontaminasi *noise* pada data *time series* frekuensi tinggi (gambar 4.1 a) diduga disebabkan oleh *man-made noise* yang berupa *noise* kendaraan bermotor di sekitar titik pengukuran. Selain itu lokasi pengukuran yang berada di wilayah pemukiman padat penduduk juga menyebabkan distorsi pada saat perekaman data magnetotelurik frekuensi tinggi. Kontaminasi *noise* pada data *time series* frekuensi rendah (gambar 4.1 c) diduga disebabkan oleh *instrumental noise* akibat adanya perubahan suhu magnetometer secara signifikan, sehingga data yang terekam jelas hanya sedikit pada rentang waktu tertentu secara berulang. Analisis yang telah disebutkan di

atas, membuktikan bahwa data yang terekam pada penelitian ini terkontaminasi *noise*.

4.2 Kurva Resistivitas Semu dan Fase Magnetotelurik

Pada umumnya data magnetotelurik ditampilkan dalam bentuk kurva *non-linear* resistivitas semu dan derajat fase pada domain frekuensi, yang mana kedua kurva tersebut memiliki hubungan satu sama lain. Kurva resistivitas semu terbagi menjadi dua kurva yaitu *resistivitas semu XY* atau kurva TE dan YX atau kurva TM. Nilai resistivitas semu pada data magnetotelurik menunjukkan pola distribusi nilai resistivitas secara lateral maupun kedalaman sebagai respon dari penjalaran gelombang EM di bawah permukaan bumi. Kurva XY menunjukkan informasi distribusi nilai resistivitas semu secara vertikal ke bawah permukaan bumi, sedangkan kurva YX menunjukkan distribusi nilai resistivitas semu secara lateral. Nilai resistivitas semu dapat digunakan untuk merepresentasikan lapisan bawah permukaan. Contoh kurva resistivitas semu dan fase terhadap frekuensi ditunjukkan pada gambar 4.2 di bawah ini.

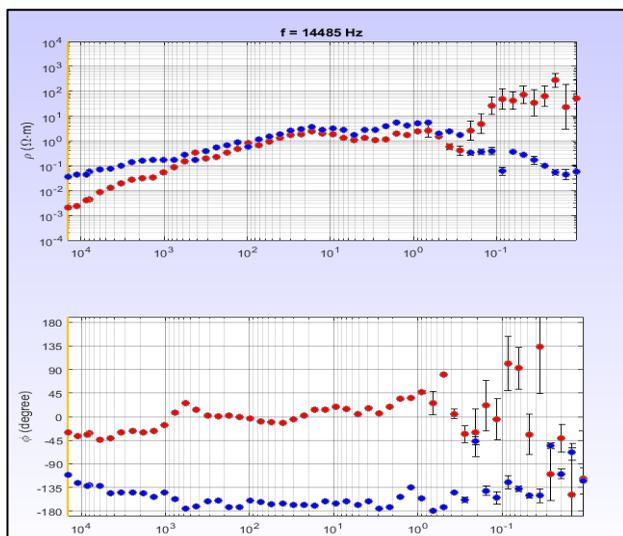


Gambar 4. 2 Kurva magnetotelurik titik MT 05

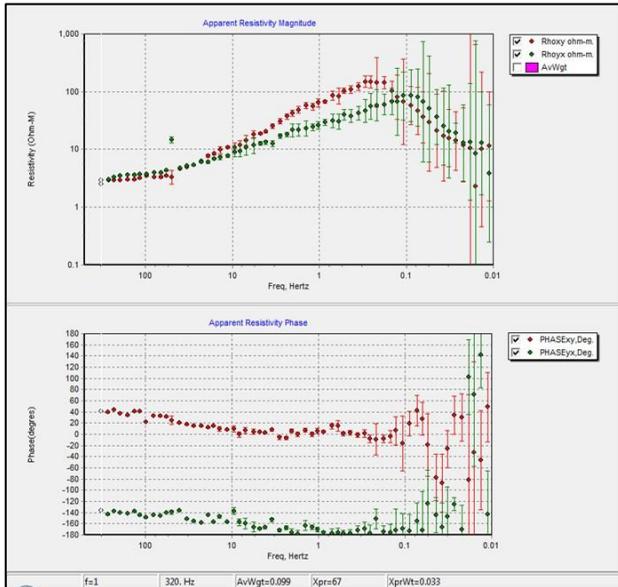
Pada gambar 4.2 di atas, sumbu x menunjukkan nilai frekuensi, sedangkan sumbu y menunjukkan nilai resistivitas semu, dengan kurva XY berwarna merah dan kurva YX berwarna biru. Dikarenakan parameter frekuensi berkorelasi dengan kedalaman, maka dapat diketahui bahwa frekuensi tinggi menunjukkan kedalaman yang dangkal sedangkan frekuensi rendah menunjukkan

kedalaman yang dalam. Sehingga dapat diinterpretasikan bahwa dari kiri ke kanan menunjukkan nilai resistivitas semu lapisan permukaan hingga kedalaman tertentu. Selain itu kurva resistivitas semu dapat menunjukkan *trend* resistivitas bawah permukaan serta perkiraan jumlah lapisan. *Trend* resistivitas yang digambarkan masih berupa nilai resistivitas semu yang masih dipengaruhi adanya efek *static shift*, bukan nilai resistivitas asli bawah permukaan. Berdasarkan gambar 4.2 kurva XY dan YX memiliki pola resistivitas semu yang hampir mirip yaitu nilai resistivitas semu yang terukur cenderung berkurang sebagai fungsi kedalaman. *Trend* resistivitas semu yang cenderung berkurang sebagai fungsi kedalaman tersebut diasumsikan merupakan pola untuk mengidentifikasi struktur geologi bawah permukaan.

Kurva fase magnetotelurik menunjukkan adanya beda fase antara medan magnet dan medan listrik pada data magnetotelurik. Dalam kondisi ideal kedua medan tersebut memiliki fase yang sama namun arahnya tegak lurus. Beda fase muncul akibat adanya jeda waktu dalam perambatan medan listrik dan medan magnet di bawah permukaan bumi dan adanya atenuasi. Medan magnet yang diukur adalah medan magnet di permukaan sedangkan medan listrik yang terukur muncul beberapa saat setelah medan magnet berdifusi. Kurva derajat fase terbagi menjadi kurva fase XY atau TE dan kurva fase YX atau TM. Kurva fase TE idealnya memiliki *trend* nilai $\geq 0^\circ$ sedangkan kurva fase TM berada di kisaran nilai $\leq 0^\circ$ seperti yang ditunjukkan pada gambar 4.3 dan gambar 4.4 di bawah ini.



Gambar 4. 3 Kurva magnetotelurik titik MT 01 yang relative ideal



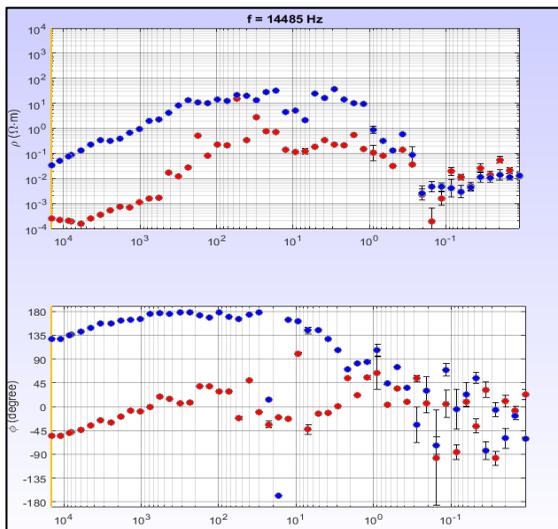
Gambar 4. 4 Kurva magnetotelurik titik SBY15 yang ideal

Berdasarkan gambar 4.3 dapat diketahui bahwa fase magnetotelurik mengalami distorsi pada frekuensi rendah 10 Hz, hal tersebut diasumsikan adanya respon *noise* yang terjadi saat akuisisi data magnetotelurik. Meskipun terdapat *noise* pada fase frekuensi rendah, pola naik turun derajat fase masih terlihat jelas. Perubahan pola tersebut mungkin merupakan respon dari fluktuasi muatan gelombang elektromagnetik yang disebabkan oleh peristiwa badai matahari atau sambaran petir. Selain itu kurva fase menunjukkan pola arah derajat perambatan gelombang EM secara lateral dan terhadap kedalaman. Fase XY menunjukkan arah derajat gelombang EM vertikal kebawah dan YX menunjukkan respon terhadap arah horizontal lapisan bumi. Kedua kurva memiliki pola yang hampir mirip dikarenakan gelombang elektrik dan magnetik merambat didalam bumi secara berpotongan sehingga terdapat terjadi kemiripan pola.

Kurva resistivitas semu dan kurva fase memiliki *trend* yang saling berlawanan. Idealnya kurva fase memiliki *trend* yang berkebalikan dengan *trend* kurva resistivitas. Apabila nilai resistivitas semakin berkurang sebagai fungsi kedalaman, maka *trend* nilai fase semakin bertambah sebagai fungsi kedalaman, begitupula sebaliknya. Kondisi ideal yang lain adalah kurva fase TE memiliki *trend* nilai $\geq 0^\circ$ sedangkan kurva fase TM berada di kisaran nilai $\leq 0^\circ$.

Berdasarkan gambar 4.2, gambar 4.3 dan gambar 4.4 dapat dianalisis apakah data penelitian ini memenuhi kondisi ideal atau tidak. Gambar 4.5 menunjukkan *trend* nilai fase TE -45° dan fase TM -90° hingga -135° pada

rentang frekuensi $10^4 - 10^3$ Hz. Meskipun *trend* fase TM memenuhi kondisi ideal, namun nilai fase TE tidak sesuai kondisi ideal $\geq 0^\circ$. Selain itu pada rentang frekuensi $< 10^3$ Hz *trend* nilai fase TE dan fase TM berkebalikan 180° hingga membentuk perpotongan di antara frekuensi $10^3 - 10^2$ Hz. *Trend* kurva fase yang dimiliki data MT05 cenderung sesuai dengan *trend* resistivitas dan tidak menunjukkan *trend* kurva yang berkebalikan. Hal itu menunjukkan bahwa data MT05 merupakan data hasil pengukuran yang tidak ideal. Kurva MT01 yang ditunjukkan gambar 4.3 secara kualitatif memiliki *trend* kurva resistivitas dan fase yang cukup ideal, namun jika ditinjau dari nilainya, fase TE pada rentang frekuensi $10^4 - 10^3$ Hz memiliki nilai fase -45° yang merupakan nilai fase TM. Selain itu *trend* nilai resistivitas semu TE pada rentang frekuensi $0,5$ Hz – $0,01$ Hz tidak sesuai dengan *trend* nilai resistivitas semu TM. Berdasarkan *trend* nilai tersebut dapat diketahui bahwa MT01 cukup ideal. Dari analisis kurva MT05 dan kurva MT01 dapat diketahui bahwa kurva MT03 yang ditunjukkan pada gambar 4.5 merupakan kategori kurva yang tidak ideal, dikarenakan *trend* nilai fasenya terbalik, kurva TE memiliki nilai $\leq 0^\circ$ dan kurva TM memiliki nilai $\geq 0^\circ$.



Gambar 4. 5 Kurva magnetotelurik titik MT 03

Hasil analisis kurva resistivitas semu dan fase terhadap frekuensi pada penelitian ini menunjukkan bahwa titik MT01, SBY05, SBY08, SBY10, SBY12 dan SBY15 merupakan data magnetotelurik yang ideal, sedangkan data MT03, MT04, MT05, MT1-2, MT1-5 merupakan data magnetotelurik yang tidak ideal. Tidak idealnya data terukur pada penelitian ini selain disebabkan oleh adanya kontaminasi *noise* dimungkinkan juga disebabkan oleh kesalahan dalam

pemasangan alat. Seperti yang ditunjukkan pada gambar 4.2 dan gambar 4.5, penyebab terbalik nilai fase TE dan TM pada titik tersebut diduga akibat adanya kesalahan pemasangan koil magnetik dan *porouspot* yang terbalik.

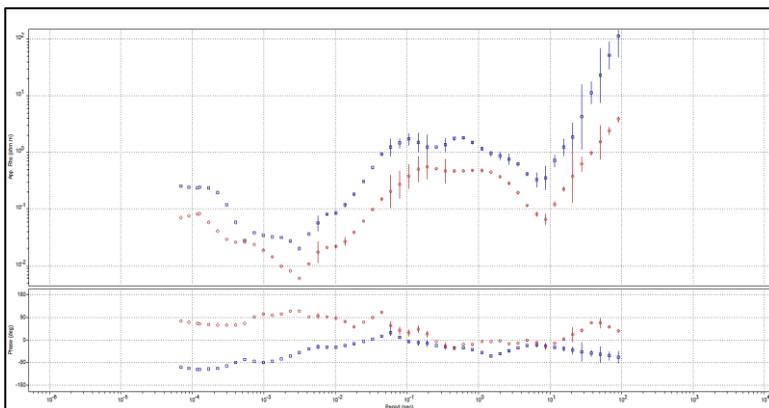
4.3 Koreksi Statik Data Magnetotelurik

Pengolahan data magnetotelurik akan menghasilkan dua informasi yang terdiri dari informasi *transverse electric* dan *transvere magnetic*. Kedua informasi ini dapat dilihat pada kurva resistivitas semu dan derajat fase terhadap frekuensi. Pada kurva resistivitas semu terbagi menjadi dua kurva yaitu *resistivitas semu XY* atau kurva TE dan YX atau kurva TM. Begitu juga hal yang sama pada bagian kurva derajat fase. Masing masing kurva TE dan TM memiliki kecenderungan pola kurva yang berbeda, tapi idealnya kedua kurva tersebut saling berimpit. Dikarenakan adanya efek galvanik dan akumulasi muatan listrik pada lapisan bumi, kurva TE dan TM mengalami penyimpangan pada nilai resistivitasnya. Penyimpangan tersebut disebabkan oleh adanya heterogenitas lokal dekat permukaan, kontak vertikal dan topografi.

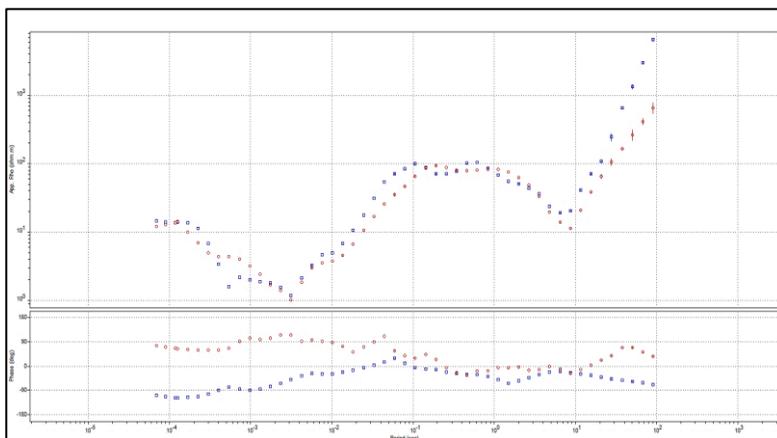
Salah satu metode geofisika yang dilakukan untuk menghilangkan efek dari *static shift* adalah dengan pengukuran *Time Domain Elektromagnetic* (TDEM). TDEM hanya melibatkan pengukuran medan magnet sekunder akibat terjadinya induksi medan magnet primer. Oleh karena itu data TDEM tidak mengalami *static shift* dan ideal digunakan untuk mengurangi efek statik pada data pengukuran magnetotelurik. Solusi lain untuk koreksi pergeseran statik apabila tidak memiliki data TDEM adalah dengan metode geostatistik *Averaging* atau *Cokriging*. Koreksi statik yang dilakukan pada penelitian ini menggunakan perangkat lunak *Static shifterX* dengan metode *averaging* atau perata-rataan. Metode *averaging* melakukan pemfilteran spasial terhadap sekelompok data pada suatu lintasan tertentu dengan cara merata-ratakan data yang tidak mengalami pergeseran statik. Hasil dari nilai *averaging* dijadikan dasar untuk mengkoreksi data MT yang mengalami *static shift*. Hal tersebut berdasarkan asumsi bahwa efek regional yang merepresentasikan kondisi bawah permukaan sebenarnya akan muncul setelah dilakukan perata-rataan (Beamish dan Travassos, 1992) dalam (Hendro dan Grandis, 1996). Kurva TE dan TM sebelum dilakukan proses koreksi statik ditunjukkan pada gambar 4.6, sedangkan kurva hasil proses koreksi statik ditunjukkan pada gambar 4.7.

Setelah dilakukan proses koreksi statik menggunakan perangkat lunak *Static shifter-X* dilakukan analisis terhadap kurva resistivitas hasil koreksi statik. Analisis tersebut meliputi hilangnya atau tidaknya *shifting* setelah dilakukan koreksi statik (kurva TE dan TM berhimpit) dan meningkatnya nilai *resistivitas semu* pada rentang nilai 10 - 100 Ohm.m. Kurva TE dan TM yang diperoleh pada penelitian ni menunjukkan nilai resistivitas terukurnya sangat rendah mencapai 0.01 Ohm.m. Oleh karena itu dilakukan proses koreksi statik untuk menaikkan nilai resistivitas dan juga menghilangkan efek *shifting*. Data yang perlu dilakukan proses koreksi statik yaitu MT 01, MT 03, MT 04, MT 05, MT 06,

MT 1-2 dan MT 1-5, sedangkan data pengkoreksinya adalah MT SBY 02, MT SBY 05, MT SBY 08, MT SBY 10 dan MT SBY 12. Penentuan kelima data tersebut sebagai data pengkoreksi dikarenakan data tersebut tidak mengalami *shifting*.



Gambar 4. 6 Kurva TE dan TM MT 1-5 sebelum dikoreksi statik



Gambar 4. 7 Kurva TE dan TM MT 1-5 setelah dikoreksi statik

Hasil proses koreksi statik pada penelitian ini menggunakan Static shifter-X menunjukkan bahwa hanya titik MT 1-2 dan MT 1-5 yang mengalami kenaikan nilai *resistivitas semu* hingga 10 Ohm.m, namun efek *shifting* tidak menghilang. Sedangkan titik MT 03, MT 04, MT 05, MT 06 tidak mengalami kenaikan nilai *resistivitas semu* dan juga masih mengalami *shifting*. Berdasarkan hasil tersebut diasumsikan bahwa nilai resistivitas semu data pengkoreksi juga

masih rendah di kisaran 1 Ohm.m, oleh karena itu kurva hasil koreksi statik nilai resistivitas semuanya tidak mengalami kenaikan. Hasil analisis menunjukkan proses koreksi statik menggunakan perangkat lunak Static shifter-X yang dilakukan tidak berpengaruh secara signifikan untuk menghilangkan *shifting* pada data, selain itu nilai resistivitas semuanya masih sangat rendah berada di kisaran < 1 Ohm.m.

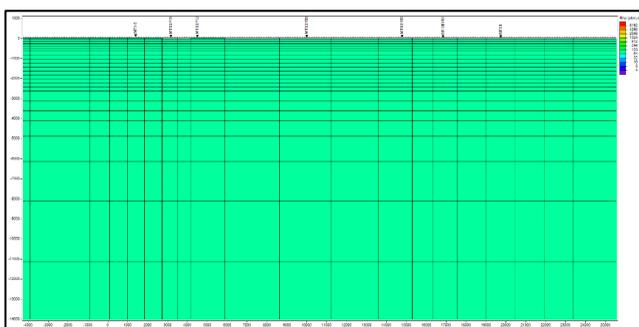
4.4 Pemodelan Inversi 2D Magnetotelurik

Idealnya *raw data* dari pengukuran magnetotelurik agar dapat memberikan informasi bawah permukaan yang representatif perlu dilakukan proses inversi. Proses inversi ini dilakukan karena data observasi metode magnetotelurik yang berupa resistivitas semu dan fase merupakan data domain frekuensi yang memiliki sebaran nilai non-linier. Adanya efek statik mempengaruhi sebaran nilai pada masing-masing kurva resistivitas semu dan fase tersebut sehingga menghasilkan informasi dengan tingkat ambiguitas yang tinggi. Oleh karena itu perlu dilakukan inversi 2D magnetotelurik sebagai solusi penafisan informasi bawah permukaan.

Pemodelan inversi 2D magnetotelurik penelitian ini menggunakan inversi *non-linier conjugate gradient* yang memiliki prinsip mencari solusi model dengan meminimalkan fungsi objektif. Tahap awal dalam proses inversi 2D magnetotelurik adalah membuat model awal atau *initial model* dengan memasukkan parameter berupa *background resistivity*. *Background resistivity* yang digunakan pada penelitian ini sebesar 100 Ohm.m untuk ketiga lintasan, nilai resistivitas tersebut merupakan asumsi bahwa bumi merupakan lapisan homogen. Selain itu penentuan parameter nilai resistivitas juga didasarkan pada asumsi penyerapan gelombang elektromagnetik di bumi. Ketika gelombang EM menjalar ke bumi dan mengenai lapisan dengan nilai resistivitas rendah, gelombang tersebut akan mengalami atenuasi yang tinggi, hal itu berakibat gelombang EM tidak mampu mencapai kedalaman yang lebih dalam. Sebaliknya ketika gelombang EM menjalar ke bumi dan mengenai lapisan dengan nilai resistivitas tinggi maka penetrasi gelombang tersebut semakin dalam karena mengalami atenuasi yang rendah. Model awal yang digunakan berupa *meshgrid* (blok-blok) dengan ukuran *mesh* dan nilainya bertambah sebagai fungsi kedalaman, yang mana pada penelitian ini target kedalaman yang ingin dicapai adalah 15 km. Model awal inversi 2D pada penelitian ini ditunjukkan pada gambar 4.8.

Tahapan selanjutnya setelah membuat *initial model* adalah mengatur parameter inversi, yang mana parameter tersebut merupakan fungsi minimum dalam algoritma inversi *non-linear conjugate gradient* untuk mengurangi pengaruh *outlier* pada data sehingga diperoleh solusi inversi yang optimal. Beberapa parameter inversi yang harus diatur antara lain nilai *tau*, *decade*, *data error* dan *error floor*. Nilai *tau* merupakan nilai *smoothing factor* yang

digunakan untuk regularisasi nilai bobot antar data dengan model. Besar nilai τ yang digunakan akan berpengaruh terhadap resolusi penampang hasil inversi 2D. Nilai τ yang digunakan pada penelitian ini adalah $\tau 3$. *Decade* merupakan pembagian frekuensi sesuai dengan besaran frekuensi terkecil hingga frekuensi terbesar yang dihasilkan saat akuisisi data. *Decade* yang digunakan untuk ketiga lintasan adalah 6 *decade* dengan *range* frekuensi 10^{-2} , 10^{-1} , 10^0 , 10^1 , 10^2 , dan $>10^2$. *Data error* merupakan nilai toleransi *error* pada data hasil proses inversi, sedangkan *error floor* merupakan toleransi *error* yang ditetapkan pada proses inversi. Penentuan *error floor* berpengaruh terhadap lamanya proses inversi, apabila proses inversi melebihi batas *error floor* yang ditentukan maka proses inversi akan berhenti secara otomatis. Nilai *data error* dan *error floor* yang digunakan adalah 5% untuk ρ dan 10% untuk ϕ .

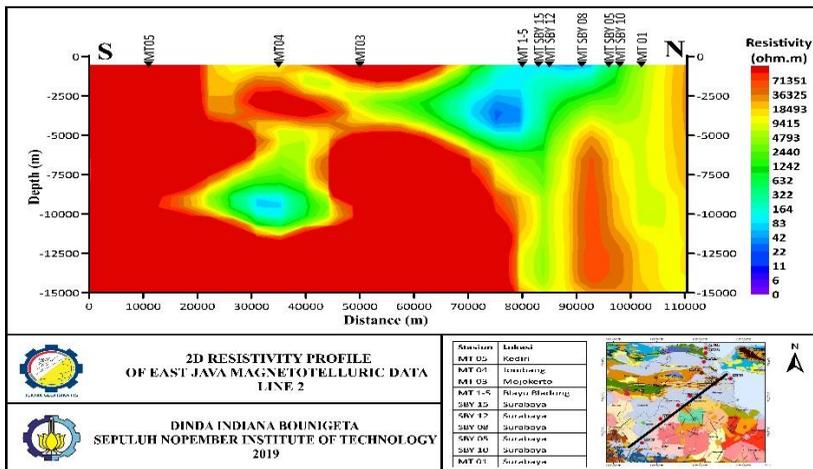


Gambar 4. 8 *Initial model* data magnetotelurik dengan nilai 100 Ohm.m

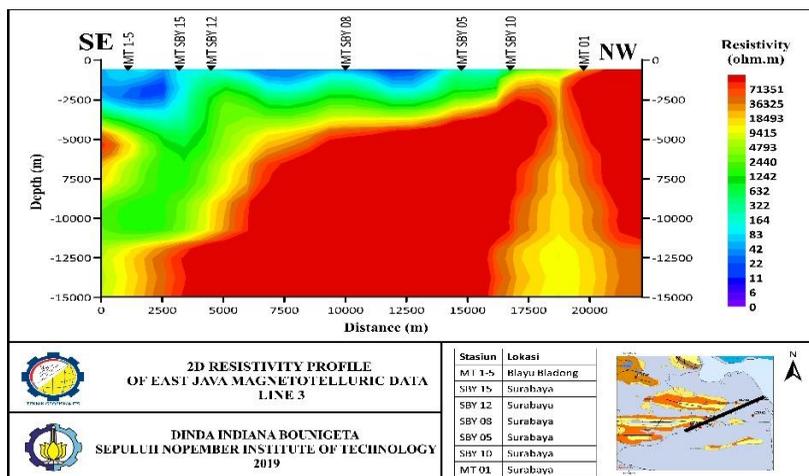
Parameter inversi lain yang perlu diatur adalah mode inversi. Mode ini menghasilkan pemodelan 2D berdasarkan dari kurva TE dan TM, yang mana kurva TE lebih sensitif terhadap anomali konduktif dan kurva TM sensitif terhadap anomali resistif. Berdasarkan (Bashri, 2018) hasil pemodelan dengan mode TE memiliki resolusi vertikal yang jelas namun resolusi horizontalnya kurang jelas. Penggunaan mode inversi tersebut hanya ketika data magnetotelurik yang dimiliki merupakan hasil akuisisi pada satu zona struktur saja. Sebaliknya jika mode TM memiliki resolusi horizontal yang bagus namun hasil inversinya semakin ambigu sesuai fungsi kedalaman. Sedangkan pemodelan 2D dengan mode TE-TM akan menghasilkan model inversi yang kompleks jika dibandingkan dengan salah satu mode saja karena memiliki resolusi vertikal dan horizontal yang bagus. Mode inversi yang digunakan pada penelitian ini adalah mode TE-TM. Pertimbangan mode TE-TM digunakan pada pemodelan inversi 2D penelitian ini adalah kondisi data yang tidak ideal pada sejumlah titik agar diperoleh hasil inversi yang optimal.

Penelitian ini menggunakan iterasi sebanyak 100 kali untuk ketiga lintasan, namun pada prosesnya inversi ketiga lintasan tersebut berhenti pada jumlah

iterasi yang berbeda. Proses inversi lintasan 1 berhenti pada iterasi 74 dengan *RMS error* 57,7%, lintasan 2 berhenti pada iterasi 83 dengan *RMS error* 20,74% dan lintasan 3 berhenti pada iterasi 100 dengan *RMS error* 12,62%. Hasil pemodelan inversi 2D penelitian ini ditunjukkan pada gambar 4.9 dan gambar 4.10.



Gambar 4. 9 Penampang hasil inversi 2 dimensi lintasan 2 dengan *RMS error* 20,74%



Gambar 4. 10 Penampang hasil inversi 2 dimensi lintasan 3 dengan *RMS error* 12,62%

4.5 Interpretasi Model 2D Magnetotelurik

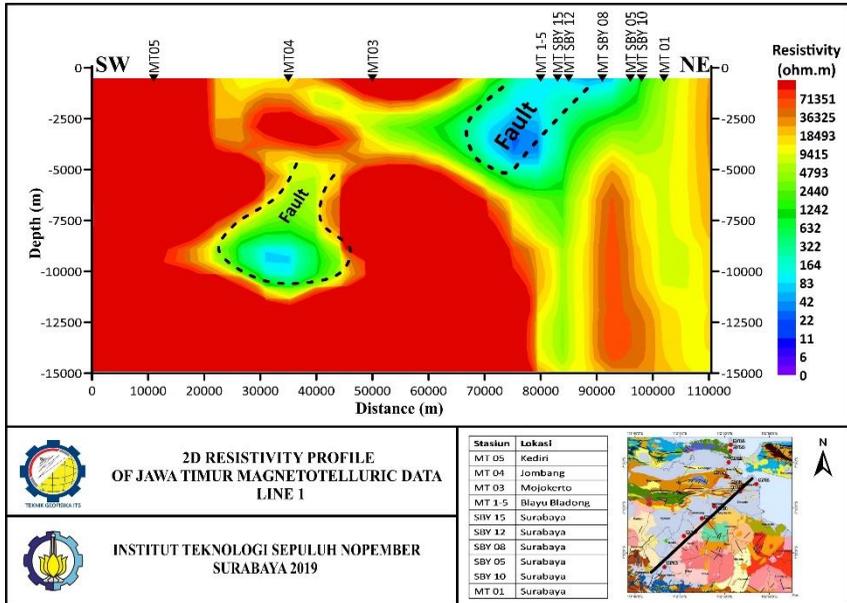
Pemodelan 2 dimensi dilakukan untuk memperoleh penampang resistivitas bawah permukaan daerah pengukuran yang representatif. Pada penelitian ini diperoleh 2 penampang resistivitas bawah permukaan dengan arah lintasan yang berbeda. Penampang *line 1* memiliki arah relatif baratdaya – timurlaut dengan jumlah titik pengukuran sebanyak 11 titik, sedangkan penampang *line 2* memiliki arah relatif baratdaya – timurlaut dengan jumlah titik pengukuran sebanyak 7 titik. Dikarenakan terdapat beberapa data pengukuran yang tidak ideal, maka penampang *line 3* tidak digunakan pada penelitian ini, sehingga total data yang digunakan hingga proses inversi 2 dimensi berjumlah 11 titik. Analisis dan interpretasi litologi berdasarkan nilai resistivitas bawah permukaan penelitian ini menggunakan referensi dari (Telford dkk., 1990) yang ditunjukkan pada tabel 2.1. di subbab 2.5.4.

a. Line 1

Penampang line 1 terdiri atas 11 titik, yaitu titik MT06, MT05, MT04, MT03, MT1-5, SBY15, SBY12, SBY08, SBY05, SBY10 dan MT01 yang tersebar di 6 lokasi pengukuran yang berbeda. Titik MT06 berada di wilayah Tulungagung, titik MT05 berada di wilayah Kediri, titik MT04 di wilayah Jombang, titik MT03 di wilayah Mojokerto, titik MT1-5 di wilayah Blayu Bladong dan 6 titik pengukuran lainnya berada di wilayah Surabaya. Penampang line 2 memiliki rentang nilai resistivitas bawah permukaan sebesar 42 – 100.000 Ohm.m dengan dominasi nilai resistivitas tinggi di bagian selatan dan nilai resistivitas rendah di bagian utara. Dominasi nilai resistivitas tinggi bagian selatan ditunjukkan oleh warna merah dengan nilai resistivitas berkisar 71.351 – 100.000 Ohm.m, sedangkan dominasi nilai resistivitas rendah di bagian utara ditunjukkan oleh warna biru, hijau dan kuning dengan nilai rentang nilai resistivitas 42 – 9.415 Ohm.m. Adanya perbedaan dominasi nilai resistivitas bawah permukaan di bagian utara dan selatan disebabkan oleh litologi yang berbeda di setiap titik pengukuran magnetotelurik. Dikarenakan skala penelitian ini bersifat regional, maka interpretasi nilai resistivitas bawah permukaan terkait litologinya tidak dapat dilakukan secara regional, melainkan dilakukan setiap titik pengukuran.

Titik pengukuran magnetotelurik pada *line 1* dilakukan pada satuan Aluvium, hanya titik MT05 saja yang berada di satuan endapan lahar. Gambar 4.10 menunjukkan bahwa penampang resistivitas bawah permukaan titik MT06 dan MT05 didominasi warna merah yang menunjukkan nilai resistivitas tinggi 18.494 – 100.000 Ohm.m, nilai resistivitas yang tinggi tersebut diasumsikan akibat adanya litologi batu gamping sisipan batu lempung, batu konglomerat sisipan batuan gunung api dan kerakal pasir gunung api. Pada titik MT04 yang terletak di wilayah Jombang terdapat nilai resistivitas dengan rentang 231 – 4.793 Ohm.m yang ditunjukkan dengan warna hijau pada kedalaman 6.000 –

11.000 m, nilai resistivitas tersebut diduga merupakan batupasir tufan Formasi Kabuh. Titik MT03 yang berada di wilayah Mojokerto dengan satuan batuan permukaan berupa alluvium seharusnya menunjukkan nilai resistivitas yang rendah, namun gambar 4.11 menunjukkan nilai resistivitas bawah permukaan pada kedalaman dangkal berwarna merah yang mengindikasikan nilai resistivitas tinggi. Nilai resistivitas tinggi tersebut diduga disebabkan adanya batugamping Formasi Lidah.

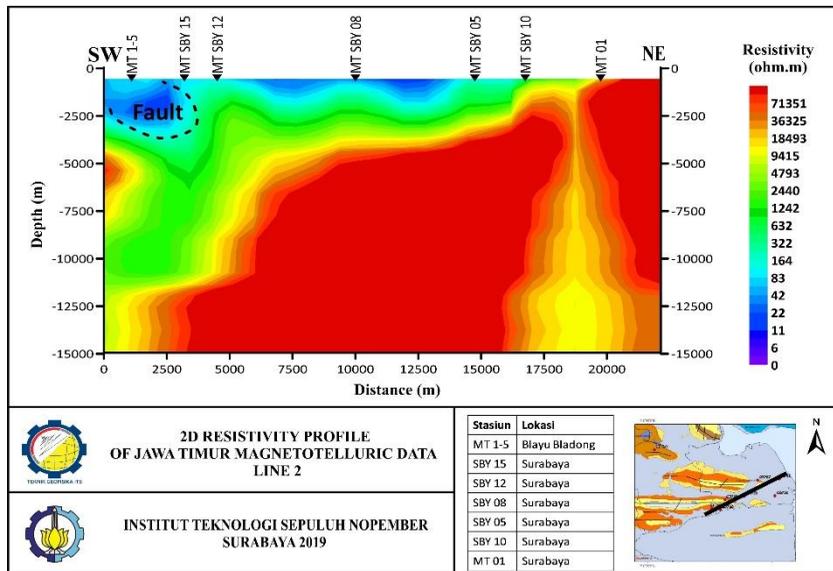


Gambar 4. 11 Interpretasi penampang 2D MT line 1

Titik MT1-5, SBY15, SBY12, SBY08, SBY05, SBY10 dan MT01 terletak di wilayah Surabaya dengan satuan batuan permukaan berdasarkan peta geologi merupakan alluvium. Tepat di bawah titik SBY08 dan SBY05 terdapat nilai resistivitas sekitar 4794 – 18493 Ohm.m yang ditunjukkan dengan warna jingga kekuningan pada kedalaman > 5.000m diduga merupakan batupasir tufan bersisipan konglomerat dan batulempung Formasi Pucangan. Pada titik yang terletak di wilayah Surabaya ini terdapat zona *low resistivity* bernilai 42 – 230 Ohm.m di bawah titik MT1-5, SBY15, SBY12 dan SBY08 hingga kedalaman 4.000 m. Adanya zona *low resistivity* di sekitar titik MT1-5, SBY15, SBY12 dan SBY08 diindikasikan sebagai zona sesar yang memiliki panjang 10 km dan lebar 4 km. Jika dikaitkan dengan peta geologi, zona sesar tersebut diduga merupakan Sesar Kendeng yang letaknya *in-line* dengan antiklin pada titik pengukuran

MT1-5. Sesar Kendeng terbentuk pada masa Neogen akibat adanya gaya kompresional dari arah utara – selatan. Selain itu terdapat pula zona *low resistivity* bernilai 42 – 230 Ohm.m pada kedalaman 5 – 10 km di bawah titik MT04. Zona tersebut juga diduga sebagai sesar yang terletak di zona Solo dengan umur geologi lebih tua daripada zona sesar yang berada di permukaan.

b. Line 2



Gambar 4. 12 Interpretasi penampang 2D MT line 2

Penampang *line 2* terdiri atas 7 titik, yaitu titik MT1-5, SBY15, SBY12, SBY08, SBY05, SBY10 dan MT01 yang tersebar di wilayah Surabaya. Titik tersebut merupakan bagian dari *line 1* yang telah dijelaskan sebelumnya. Interpretasi litologi bawah permukaan lintasan ini dapat dianalisis secara lokal karena titik pengukurannya berada pada wilayah dengan satuan geologi yang sama. Gambar 4.12 menunjukkan bahwa bagian timurlaut didominasi nilai resistivitas tinggi dengan rentang nilai 18.494 – 100.000 Ohm.m yang ditunjukkan dengan warna merah. Berdasarkan peta geologi Surabaya-Sapulu, nilai resistivitas tinggi tersebut diduga disebabkan oleh adanya lapisan napal tufan dan gampingan dari Formasi Sonde yang terletak di bawah Formasi Lidah. Adanya lapisan dengan nilai resistivitas 4.794 – 18493 Ohm.m yang ditunjukkan oleh lapisan berwarna kuning diduga merupakan batupasir tufan bersisipan konglomerat dari Formasi Pucangan. Lapisan di atasnya dengan nilai resistivitas

231 – 4.793 Ohm.m yang ditunjukkan dengan zona warna hijau diasumsikan sebagai batupasir dengan sisipan konglomerat dan tuf dari Formasi Kabuh. Lapisan paling atas dengan nilai resistivitas 22 – 230 Ohm.m yang ditunjukkan oleh warna biru diduga merupakan alluvium dengan satuan batuan kerakal, kerikil, pasir dan lempung. Lapisan alluvium hanya ada di kedalaman sekitar 30 m, *low resistivity* yang mencapai kedalaman 2.500 m diduga merupakan zona sesar. Zona sesar yang diperoleh dari penampang magnetotelurik tersebut memiliki panjang 2.500 m dengan lebar 3.000 m.

Menurut (Grandis dkk., 2010) zona sesar umumnya dapat diidentifikasi sebagai zona konduktif akibat adanya rekahan (*fracture*) yang berpotensi terisi fluida. Zona sesar yang dicirikan dengan *low resistivity* tersebut diduga memiliki arah kemenerusan barat – timur dikarenakan berdasarkan peta geologi arah lintasan yang memotong antiklin di titik MT1-5. Zona sesar yang diperoleh diasumsikan sebagai Sesar Kendeng yang termasuk dalam Pola Jawa.

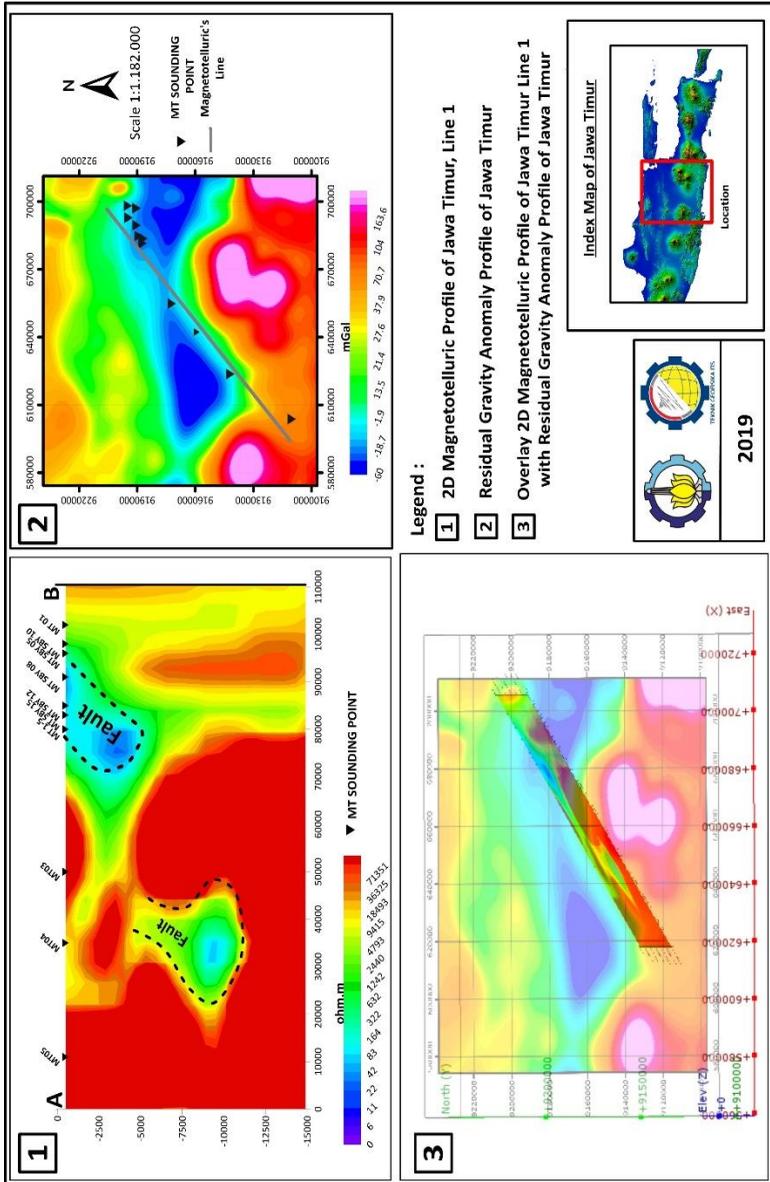
4.6 Interpretasi Model 2D Magnetotelurik dengan Peta Anomali Gaya Berat Residual dan Peta Geologi

Menurut (Noor, 2009) struktur geologi sesar (*fault*) merupakan suatu struktur rekahan yang mengalami pergeseran yang umumnya disertai dengan struktur lain berupa lipatan (*folding*). Indikasi adanya suatu sesar di lapangan ditunjukkan melalui bidang sesar, breksiasi, deretan mata air, sumber air panas, pergeseran kedudukan lapisan serta gejala struktur minor berupa cermin sesar dan lipatan. Selain itu keberadaan suatu sesar dapat diidentifikasi melalui sejarah gempa di suatu wilayah dan survei dengan metode geofisika. Berdasarkan informasi geologi di wilayah Jawa Timur terdapat Sesar Kendeng yang melintang sejauh kurang lebih 300 km dari selatan Semarang, Jawa Tengah hingga Jawa Timur. Sesar Kendeng tersebut bergerak aktif dengan pergerakan 5 mm/tahun dan dapat menjadi sumber gempa di wilayah Jawa Timur (Harnindra dkk., 2017). Struktur Sesar Kendeng terbentuk akibat adanya gaya kompresional berarah utara – selatan, oleh karena itu sesar ini memiliki arah kemenerusan barat – timur. Letak dari sesar yang terdapat di zona Kendeng ini *in-line* dengan antiklin yang terdapat di wilayah Jawa Timur utamanya di wilayah Surabaya yaitu antiklin Guyangan. Morfologi zona Kendeng yang merupakan perbukitan berarah barat – timur ini mencerminkan adanya perlipatan dan sesar naik yang berarah barat – timur pula. Intensitas perlipatan sangat besar di bagian barat dan melemah di bagian timur (Husein dkk., 2014). Selain itu peta struktur dari (Sribudiyani, 2003) juga menunjukkan banyaknya struktur berarah barat – timur di zona Kendeng yang merupakan pola struktur Jawa. Pola struktur tersebut muncul sebagai akibat tumbukan mikrokontinen Jawa bagian timur ke arah barat laut menumbuk *Sundaland* hingga ke arah Bayat dan Karsam. Dapat diketahui bahwa pada penelitian ini lintasan pengukuran magnetotelurik didesain memotong antiklin dan zona yang diindikasikan merupakan struktur Sesar

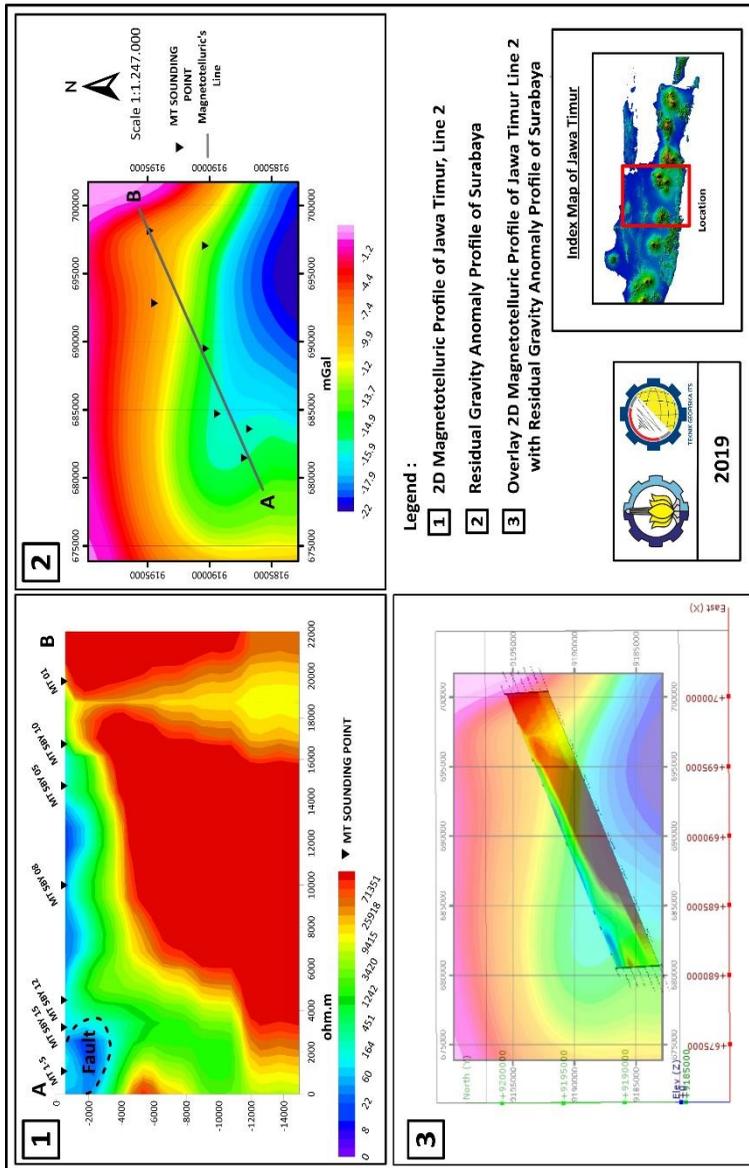
Kendeng berdekatan dengan lokasi pengukuran titik MT1-5. Adanya antiklin yang dilintasi titik pengukuran magnetotelurik menunjukkan bahwa di sekitar titik MT1-5 terdapat suatu sesar terkait dengan indikasi adanya sesar di lapangan adalah struktur sesar minor berupa lipatan.

Berdasarkan interpretasi penampang 2D magnetotelurik yang telah dijelaskan pada subbab 4.5, diperoleh adanya zona konduktif atau *low resistivity* bernilai 42 – 230 Ohm.m di bawah titik MT1-5, SBY15, SBY12 dan SBY08 hingga kedalaman 4.000 m dengan panjang 10.000 m dan lebar 4.000 m pada *line* 1 yang diduga merupakan zona sesar. Selain itu terdapat pula zona *low resistivity* di bawah titik MT04 dengan nilai 83 – 230 ohm.m yang diduga sebagai zona sesar pada *line* 1. Sedangkan pada *line* 2 diperoleh zona *low resistivity* bernilai 22 – 230 Ohm.m di bawah titik MT1-5 dan SBY15 dengan panjang 2.500 m dan lebar 3.000 m yang juga diduga sebagai zona sesar. Jika dikaitkan dengan peta geologi wilayah pengukuran kedua zona sesar pada *line* 1 dan *line* 2 tersebut memiliki kecocokan dengan zona Sesar Kendeng yang letaknya *in-line* dengan antiklin Guyangan. Sedangkan 1 sesar lainnya yang ditemukan pada kedalaman 5.000 m – 10.000 m diduga merupakan sesar baru yang berada di Zona Solo

Interpretasi dan analisis adanya sesar pada penelitian ini selain menggunakan peta geologi juga menggunakan data gaya berat residual yang diperoleh dari topex.ucsd.edu. Hasil *overlay* penampang 2D magnetotelurik dengan penampang anomali gaya berat residual pada penelitian ini ditunjukkan pada gambar 4.13 dan gambar 4.14 di bawah ini. Gambar 4.13 menunjukkan *overlay* penampang 2D magnetotelurik dengan penampang anomali gaya berat residual *line* 1, sedangkan gambar 4.14 menunjukkan *overlay* penampang 2D magnetotelurik dengan penampang anomali gaya berat residual *line* 2.



Gambar 4.13 Overlay penampang 2D magnetotelurik dengan penampang gaya berat residual line 1



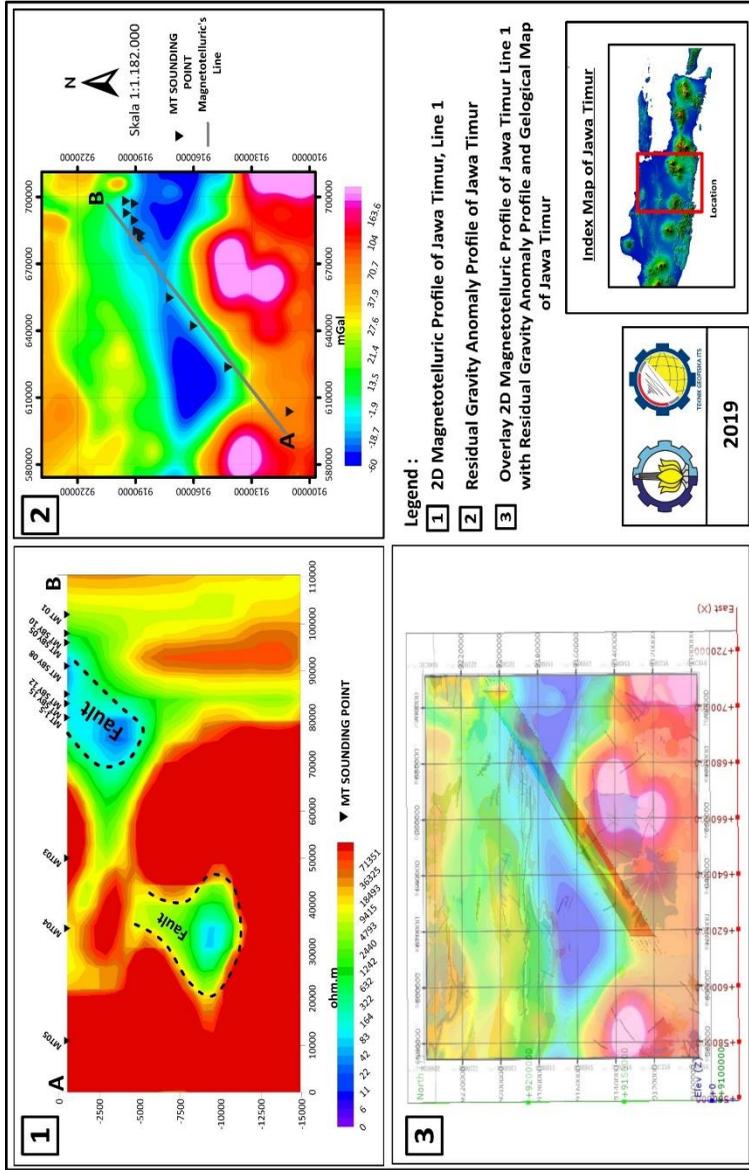
Gambar 4.14 Overlay penampang 2D magnetotellurik dengan penampang gaya berat residual *line 2*

Dari data pendukung yang dimiliki kemudian dilakukan analisis secara kualitatif. Berdasarkan peta anomali gaya berat residual *line 1*, gambar 4.13 (2) menunjukkan pola kontur yang berarah barat – timur dengan nilai anomali residual memiliki rentang -60 hingga 163,6 mGal. Titik-titik yang berada di

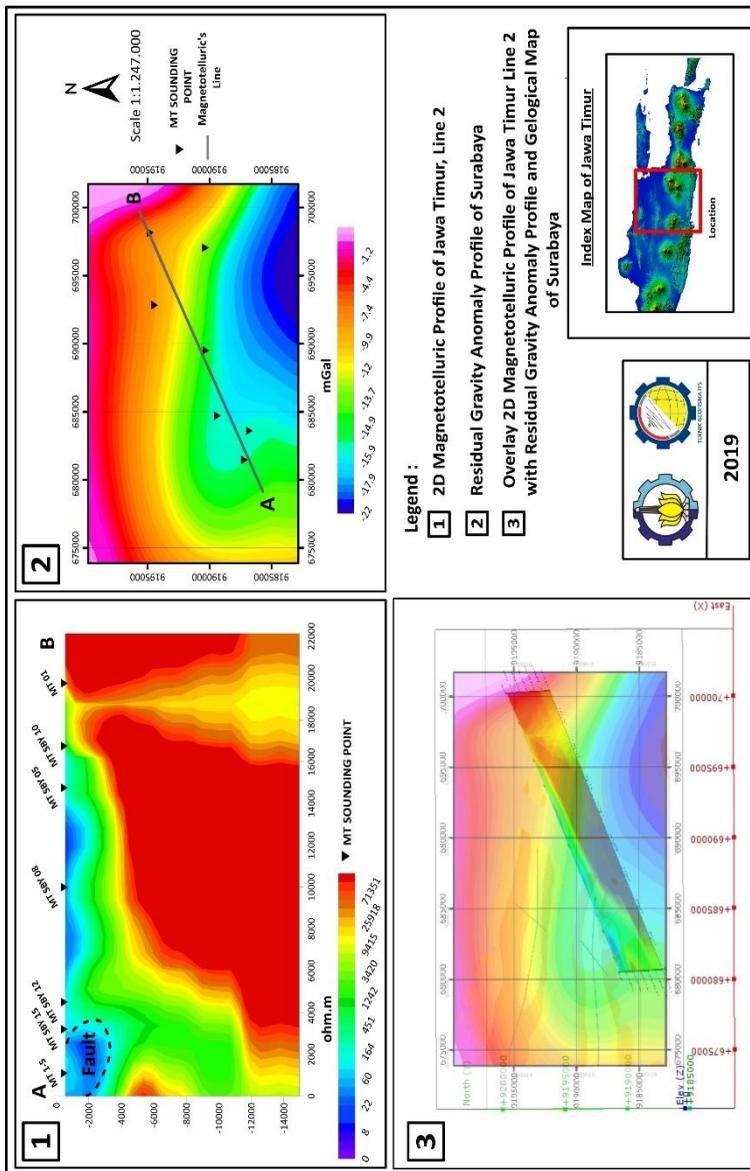
tengah peta merupakan titik pengukuran magnetotelurik. Di bagian selatan daerah pengukuran magnetotelurik menunjukkan adanya anomali *high density* bernilai 37,9 hingga 163,6 mGal yang berorientasi barat – timur. Sedangkan di bagian utara wilayah pengukuran magnetotelurik menunjukkan anomali *low density* bernilai -60 hingga 21,4 mGal yang juga berorientasi barat – timur. Fluktuasi nilai anomali positif ke negatif secara signifikan terjadi di bagian tengah ke arah barat laut atau relative ke arah barat timur. Menurut (Sota, 2011) perubahan nilai anomali yang signifikan dikontrol oleh struktur sesar, sedangkan perubahan nilai anomali yang relative kecil dikontrol oleh struktur lipatan yang terjadi pada batuan sedimen.

Peta anomali gaya berat residual *line 2* pada gambar 4.14 (2) menunjukkan pola kontur anomali berarah barat – timur dengan nilai anomali residual antara -22 hingga -1,2 mGal. Meskipun titik pengukuran pada *line 3* merupakan bagian dari *line 2*, tetapi peta anomali gaya berat residual yang digunakan berbeda. Lintasan pengukuran magnetotelurik *line 2* bersifat lebih lokal di sekitar wilayah Surabaya, oleh karena itu data pendukung yang digunakan berupa peta anomali gaya berat residual wilayah Surabaya. Dari penampang anomali gaya berat residual tersebut diperoleh anomali *high density* di bagian utara dengan nilai -7,4 hingga -1,2 mGal dan anomali *low density* dengan nilai -14,9 hingga -22 mGal di bagian selatan wilayah pengukuran magnetotelurik. Kedua anomali tersebut memiliki kecenderungan ke arah utara, sedangkan fluktuasi nilai anomali positif ke negatif secara signifikan terjadi di bagian bawah mengarah ke barat laut atau relatif barat timur.

Setelah dilakukan interpretasi terpisah berdasarkan penampang anomali gaya berat residual, kemudian dilakukan *overlay* penampang 2D magnetotelurik dengan peta anomali gaya berat residual (gambar 4.13 (3) dan gambar 4.14 (3)). *Overlay* tersebut dilakukan untuk mencocokkan apakah hasil yang diperoleh penampang 2D magnetotelurik sesuai dengan peta anomali gaya berat residual. Hasil *overlay* kedua penampang tersebut menunjukkan bahwa zona *low resistivity* yang diperoleh di bawah titik MT1-5, SBY15, SBY12 dan SBY08 pada *line 1* dan *line 2* memiliki kecocokkan dengan letak zona *low density* dan arah fluktuasi nilai anomali dari peta anomali gaya berat residual. Posisi anomali dari kedua metode tersebut sesuai dengan antiklin yang dilalui titik pengukuran MT1-5. Berdasarkan hal tersebut zona sesar yang ditunjukkan dengan anomali *low resistivity* pada metode magnetotelurik terbukti pada peta anomali gaya berat residual yang dicirikan dengan zona *low density anomaly*.



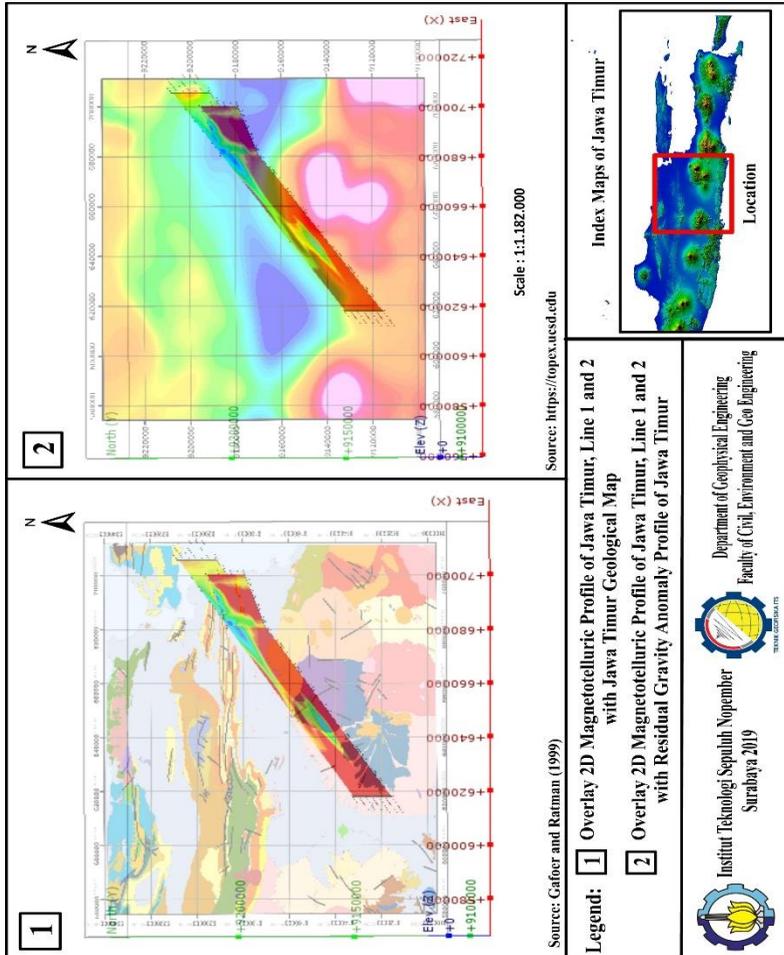
Gambar 4.15 Overlay penampang 2D magnetotellurik dengan penampang gaya berat residual dan peta geologi line 1



Gambar 4.16 Overlay penampang 2D magnetotelurik dengan penampang gaya berat residual dan peta geologi line 2

Selain dilakukan *overlay* penampang 2D magnetotelurik dengan peta anomali gaya berat residual, dilakukan juga *overlay* menggunakan peta geologi seperti yang ditunjukkan pada gambar 4.15 dan gambar 4.16. Hasil *overlay* ketiga penampang menunjukkan kecocokan zona *low resistivity*, *low*

density dan letak struktur sesar yang dilalui oleh titik MT1-5 pada *line 1* dan *line 2* secara terpisah. Agar dapat mengetahui kemenerusan sesar secara regional maka pada penelitian ini dilakukan pula *overlay* penampang 2D magnetotellurik dengan penampang anomali gaya berat residual serta peta geologi seperti yang ditunjukkan pada gambar 4.17. Terdapat 2 *line* magnetotellurik yang divisualisasikan dengan *overlay* penampang anomali gaya berat residual dan peta geologi. Berdasarkan *overlay* kedua *line* diperoleh kecocokan dan kemenerusan zona *low resistivity* yang diinterpretasi sebagai zona Sesar Kendeng.



Gambar 4.17 *Overlay* penampang 2D magnetotellurik dengan penampang gaya berat residual dan peta geologi *line 1* dan *line 2*

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB V

SIMPULAN DAN SARAN

Penelitian yang telah dilakukan menghasilkan simpulan dan saran penelitian sebagai berikut,

5.1 Simpulan

Simpulan yang diperoleh berdasarkan tujuan pengerjaan tugas akhir ini adalah penampang MT *line 1* menunjukkan adanya zona *low resistivity* dengan nilai 42 – 230 Ohm.m dari permukaan hingga kedalaman 4.000 m. Zona tersebut diasumsikan sebagai struktur sesar dengan panjang 10 km dan lebar 4 km. Selain itu pada *line 1* terdapat pula zona yang diduga sesar baru pada kedalaman 5 – 10 km di bawah titik MT 04. Penampang MT *line 2* menunjukkan adanya zona *low resistivity* dengan nilai 22 – 230 Ohm.m dari permukaan hingga kedalaman 3.000 m. Zona tersebut diasumsikan sebagai struktur sesar dengan panjang 2.500 m dan lebar 3.000 m. Berdasarkan peta anomali gaya berat residual *line 1* menunjukkan adanya fluktuasi nilai anomali positif ke negatif secara signifikan terjadi di bagian tengah wilayah pengukuran MT ke arah baratlaut atau relatif ke arah barat timur. Peta anomali gaya berat residual *line 2* menunjukkan adanya fluktuasi nilai anomali positif ke negatif secara signifikan terjadi di bagian selatan wilayah pengukuran MT ke arah baratlaut atau relatif ke arah barat timur. Hasil *overlay* penampang MT, gaya berat dan peta geologi *line 1* dan *line 2* menunjukkan adanya kecocokan letak zona *low resistivity*, *low density* dan struktur antiklin Guyangan yang dilewati titik pengukuran MT1-5. Hal itu menunjukkan bahwa penelitian ini mampu memetakan struktur geologi sesar yang diduga Sesar Kendeng dan adanya sesar baru di zona Solo

5.2 Saran

1. Pada saat dilakukan pengukuran data magnetotelurik perlu diperhatikan dalam pemasangan koil magnetik dan *porouspot* secara benar, dengan jarak antara titik tengah peletakkan *main unit* alat magnetotelurik terhadap *porouspot* dan koil ≥ 50 m.
2. Perlu dilakukan *short sounding* dalam pengukuran data magnetotelurik selama kurang lebih 1 – 2 jam untuk mengetahui kualitas data. Dikarenakan metode MT rentan terhadap *noise*, lokasi pengambilan data juga perlu diperhatikan, diusahakan tidak dekat pemukiman warga, sungai dan juga daerah dengan jaringan listrik ataupun *powerline*.
3. Data *time series* magnetotelurik yang masih terdapat kontaminasi *noise* dapat ditingkatkan kualitas datanya dengan cara filter EMD.
4. Spasi pengukuran MT untuk survei regional dapat dikurangi sehingga dapat menunjukkan hasil yang cukup akurat.
5. Identifikasi struktur geologi sesar menggunakan metode magnetotelurik dalam skala regional akan lebih optimal jika diintegrasikan dengan data

pengukuran metode *gravity* di lapangan pengukuran magnetotelurik dengan spasi yang rapat untuk meningkatkan tingkat kepercayaan data dan interpretasi yang diperoleh.

DAFTAR PUSTAKA

- Bahr, K. dan Simpson, F. (2005), *Practical Magnetotellurics*, Cambridge University Press, U.K.
- Bashri, A.A. (2018), *Pemodelan Inversi 2-D Data Magnetotelurik Pada Lapangan Panas Bumi "Basri" Sulawesi Barat*, hal. 84.
- Bedrosian, P.A. (2004), "Geophysical Images of the Creeping Segment of the San Andreas Fault: Implications for the Role of Crustal Fluids in the Earthquake Process", *Tectonophysics*, Vol.385, hal. 137–158.
- Bedrosian, P.A., Unsworth, M.J., Egbert, G.D. dan Thurber, C.H. (2004), "Geophysical Images of the Creeping Segment of the San Andreas Fault: Implications for the Role of Crustal Fluids in the Earthquake Process", *Tectonophysics*, Vol.385, No.1–4, hal. 137–158. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.02.010>.
- Borah, U.K., Patro, P.K. dan Suresh, V. (2015), "Processing of Noisy Magnetotelluric Time Series from Koyna-Warna Seismic Region, India: A Systematic Approach", *Annals of Geophysics*, No.2. <http://doi.org/10.4401/ag-6690>.
- Chwatal, W., Decker, K. dan Roch, K.-H. (2005), *Mapping of Active Capable Faults by High-Resolution Geophysical Methods: Example From The Central Vienna Basin*, hal. 10.
- D. Chave, A. dan D. Jones, A. (2012), *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*, Cambridge University Press, New York.
- Gafoer, S. dan Ratman, N. (1999), *Peta Geologi Lembar Jawa Bagian Timur Skala 1:500.000*,.
- Grandis, H. (2010), *Studi Efek Statik pada Data Magnetotelurik (MT) Menggunakan Pemodelan Inversi 2-D*,.
- Grandis, H. (2013), *Metode Magnetotelurik* Institut Teknologi Bandung,.
- Grandis, H., S.A., P. dan Gaffar, E.Z. (2010), "Pencitraan Resistivitas Bawah-Permukaan Daerah Sesar Cimandiri Berdasarkan Data Magnetotelurik: Hasil Pendahuluan", *Jurnal Geofisika*,.
- Gunawan, E. dan Widiyantoro, S. (2019), "Active Tectonic Deformation in Java, Indonesia Inferred from a GPS-Derived Strain Rate", *Journal of Geodynamics*, Vol.123, hal. 49–54. <http://doi.org/10.1016/j.jog.2019.01.004>.
- Guntoro, A. (1999), *The Effect of Collision of the Banggai-Sula Microcontinent to the Tectonic Development in Central Indonesian Region*, hal. 9.
- Hakim, A.M., Sasmita, A.K. dan Wulandari, A. (2011), *Modul Eksplorasi Elektromagnetik*, Teknik Geofisika Universitas Lampung, Lampung.
- Hall, R. (2002), "Journal of Asian Earth Sciences 20 2002", *Journal of Asian Earth Sciences*, hal. 79.
- Hamilton, W. (1973), *Tectonics of the Indonesian Region*, hal. 3–10.

- Hanna, W.F., Burch, S.H. dan Dibblee, T.W. (1972), *Gravity, Magnetics, and Geology of the San Andreas Fault Area Near Gholame, California*, hal 35.
- Harnindra, V.A., Sunardi, B. dan Santosa, B.J. (2017), "Implikasi Sesar Kendeng Terhadap Bahaya Gempa dan Pemodelan Percepatan Tanah di Permukaan di Wilayah Surabaya", *Jurnal Sains dan Seni ITS*, Vol.6, No.2. <http://doi.org/10.12962/j23373520.v6i2.27603>.
- Hendro, A. dan Grandis, H. (1996), "Koreksi Efek Statik pada Data Magnetotelurik Menggunakan Data Elektromagnetik Transien", *Proceedings HAGI*,.
- Hidayat, A.R., Junursyah, L. dan Harja, A. (2016), "Analisi Deret Waktu Untuk Peningkatan Kualitas Data Magnetotelurik (Studi Kasus Lapangan Geothermal)", *Proseding Seminar Nasional Fisika dan Aplikasinya*,.
- Hilmi, F. dan Haryanto, I. (2008), "Pola Struktur Regional Jawa Barat", *Bulletin of Scientific Contribution*, Vol.6, hal. 57–66.
- Hinze, W.J., Von Frese, R. dan Saad, A.H. (2013), *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*, Cambridge University Press, New York.
- Husein, S. (2016), *Panduan Ekskursi Geologi Regional Jawa Timur Bagian Barat*,.
- Husein, S., Novian, M.I. dan Norma, R. (2014), *Buku Panduan Ekskursi Geologi Regional* Fakultas Teknik Universitas Gajah Mada,.
- Husein, S. dan Nukman, Moch. (2015), "Rekonstruksi Tektonik Mikrokontinen Pegunungan Selatan Jawa Timur: Sebuah Hipotesis Berdasarkan Analisis Kemagnetan Purba", *Seminar Nasional Kebumihan*, Vol.8, hal. 14.
- Junge, A. (1996), "Characterization of and Correction for Cultural Noise", *Surveys in Geophysics*, Vol.17, No.4, hal. 361–391. <http://doi.org/10.1007/BF01901639>.
- Koulali, A., McClusky, S., Susilo, S., Leonard, Y., Cummins, P., Tregoning, P., Meilano, I., Efendi, J. dan Wijanarto, A.B. (2017), "The Kinematics of Crustal Deformation in Java from GPS Observations: Implications for Fault Slip Partitioning", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.458, hal. 69–79. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.039>.
- Lestari, W., Widodo, A., Warnana, D.D., Syaifuddin, F., Utama, W. dan Rochman, J.P.G.N. (2018), "Mapping of Kendeng Thrust Active Fault in East Java using Magnetotelluric Method", *EAGE-HAGI 1st Asia Pacific Meeting on Near Surface Geoscience and Engineering*, <http://doi.org/10.3997/2214-4609.201800424>.
- Mekki, M. dan Saleh, A. (2007), "Case Studies of Magnetotelluric Method Applied to Mapping Active Faults", *Acta Geodaetica et Geophysica*

- Hungarica*, Vol.42, No.4, hal. 383–397.
<http://doi.org/10.1556/AGeod.42.2007.4.2>.
- Naidu, G.D. (2012), "Magnetotellurics: Basic Theoretical Concepts", dalam *Deep Crustal Structure of the Son-Narmada-Tapti Lineament, Central India*, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, hal. 13–35.
http://doi.org/10.1007/978-3-642-28442-7_2.
- Noor, D. (2009), "Pengantar Geologi", *Pakuan University Press*, hal. 279.
- Parapat, J., Hilyah, A., Utama, W. dan Rahadinata, T. (2017), "Pemodelan 3D Data Gaya Berat Untuk Mengidentifikasi Sumber Panas Daerah Panas Bumi Sipoholon, Sumatera Utara", *Jurnal Geosaintek*, Vol.3, No.3, hal. 167. <http://doi.org/10.12962/j25023659.v3i3.3215>.
- Pusat Studi Gempa Nasional (2017), *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Perumahan dan Permukiman.
- Sota, I. (2011), "Pendugaan Struktur Patahan Dengan Metode Gaya Berat", *POSITRON*, Vol.1, No.1. <http://doi.org/10.26418/positron.v1i1.1565>.
- Sribudiyani, S. (2003), "The Collision of the East Java Microplate and Its Implication for Hydrocarbon Occurrences in the East Java Basin", *Proc. Indon Petrol. Assoc., 29th Ann. Conv.*, Indonesian Petroleum Association (IPA), <http://doi.org/10.29118/IPA.1530.03.G.085>.
- Sulistyo, A., Daud, Y. dan Ningsih, N.U. (2015), "Comparison Between Geostatistical (Cokriging and Averaging) Methods And Time Domain Electromagnetic (TDEM) Method for Static Shift Correction of Magnetotelluric (MT) Data", *IIGCE*, hal. 1–7.
- Sunaryo (1997), *Panduan Praktikum Geofisika*, dalam Universitas Brawijaya, Malang.
- Susilo, A. dan Adnan, Z. (2013), "Probabilistic Seismic Hazard Analysis of East Java Region, Indonesia", *International Journal of Computer and Electrical Engineering*, hal. 341–344.
<http://doi.org/10.7763/IJCEE.2013.V5.728>.
- Tank, S.B., Honkura, Y., Ogawa, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Tunçer, M.K., Çelik, C., Tolak, E. dan Işıkara, A.M. (2005), "Magnetotelluric Imaging of the Fault Rupture Area of the 1999 İzmit (Turkey) Earthquake", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.150, No.1–3, hal. 213–225. <http://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.08.033>.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. dan Sheriff, R.E. (1990), *Applied Geophysics*, Second Edition., Cambridge University Press, United States of America.
- Türkoğlu, E., Unsworth, M., Bulut, F. dan Çağlar, İ. (2015), "Crustal Structure of the North Anatolian and East Anatolian Fault Systems from Magnetotelluric Data", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.241, hal. 1–14. <http://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.01.003>.

- Unsworth (2016), *Magnetotellurics-Fields Techniques*, dalam University of Alberta, Canada.
- Unsworth, Martin (1999), "High Resolution Electromagnetic Imaging of the San Andreas Fault in Central California", *Journal of Geophysical Research*, Vol.104, No.41, hal. 1131–1150.
- Unsworth, Martyn, Egbert, G. dan Booker, J. (1999), "High Resolution Electromagnetic Imaging of The San Andreas Fault in Central California", *Journal of Geophysical Research*, Vol.104, hal. 1131–1150.
- Vozoff, K. (1972), "The Magnetotelluric Method in The Exploration of Sedimentary Basins", *Geophysics*, Vol.37, No.No.1, hal. 98–141.
- Wijaya, R.A.K., Irshadibima, R.B.F., Samudra, B.T. dan Amien Widodo (2014), "Asesmen Patahan Aktif di Kawasan Jawa Timur", *Proceedings PII IAGI ke 43*,.

PROFIL PENULIS



Dinda Indiana Bounigeta dilahirkan di Magetan 7 Agustus 1996 dari pasangan Bapak Didik Dwi Warsono dan Ibu Niken Sari Cahya Silaningdyah. Penulis merupakan anak pertama dari dua bersaudara. Penulis menempuh pendidikan formal di SDN Kawedanan 2 (2003-2009) kemudian dilanjutkan pendidikan menengah pertama penulis tempuh di SMPN 1 Kawedanan pada tahun 2009 hingga 2012, sedangkan pendidikan menengah atas penulis tempuh di SMA Negeri 1 Magetan pada tahun 2012 hingga 2015. Kemudian pada tahun 2015 juga penulis melanjutkan pendidikan di Departemen Teknik Geofisika Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS) Surabaya. Selama menjadi mahasiswa penulis aktif dalam kegiatan organisasi dalam kampus, diantaranya Staff Magang Departemen Kesejahteraan Mahasiswa Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika ITS 2015/2016 dan Staff Departemen Big Event Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika ITS 2016/2017. Penulis juga mengikuti pelatihan di bidang manajerial maupun bidang keprofesian, di bidang manajerial penulis telah mengikuti Latihan Keterampilan Manajemen Mahasiswa (LKMM) dari tingkat pra-dasar hingga dasar. Di bidang keprofesian penulis telah mengikuti kuliah lapangan Karangasambung Kebumen (2017), Company Visit Schlumberger Jakarta (2017), Semester Break Training (2018) oleh HMGI wilayah IV dan Petrophysics Training by Tritium Energy (2018). Penulis juga telah memiliki pengalaman kerja praktik di Pusat Survey Geologi, Bandung pada tahun 2018 dengan judul “Pengolahan Data Magnetotelurik Dengan Mempertimbangkan Pengaruh *Static Shift* Studi Kasus Cekungan Singkawang”. Pada tahun terakhir masa perkuliahannya (2019) penulis berkontribusi sebagai asisten praktikum Eksplorasi Elektromagnetik di Departemen Teknik Geofisika yang meliputi metode MT, VLF dan GPR. Jika ingin berdiskusi lebih lanjut mengenai Tugas Akhir Penulis, dapat menghubungi penulis di alamat email: dindaindiana@gmail.com dan nomor telepon: +6285236754598.