



**PEMODELAN PERGESERAN STATIK DATA MAGNETOTELURIK 2D  
PADA KASUS ANOMALI KONDUKTIF DEKAT PERMUKAAN**

**SKRIPSI**

Oleh

**Toto Adi Guna**

**NIM 111810201039**

**JURUSAN FISIKA**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM**

**UNIVERSITAS JEMBER**

**2015**



**PEMODELAN PERGESERAN STATIK DATA MAGNETOTELURIK 2D  
PADA KASUS ANOMALI KONDUKTIF DEKAT PERMUKAAN**

**SKRIPSI**

diajukan guna melengkapi tugas akhir dan memenuhi salah satu syarat  
untuk menyelesaikan Program Studi Fisika (S1)  
dan mencapai gelar Sarjana Sains (S.Si.)

Oleh

**Toto Adi Guna**

**NIM 111810201039**

**JURUSAN FISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS JEMBER**

**2015**

## PERSEMBAHAN

Skripsi ini saya persembahkan untuk:

1. kedua orang tua tercinta Nanang Mokhammad Ainur Rofik dan Suanik, saya ucapkan terimakasih yang tak terhingga atas pengorbanan, kasih sayang, dukungan, bimbingan, dan nasihat yang telah diberikan hingga saat ini;
2. Adik tersayang Tanti Arsy Asriana yang selalu memberikan dukungan dan keceriaan;
3. guru-guru yang telah membimbing dan memberikan ilmu pengetahuan sejak taman kanak-kanak sampai dengan perguruan tinggi;
4. Almamater Jurusan Fisika FMIPA Universitas Jember.

**MOTO**

“Allah akan meninggikan derajat orang-orang yang beriman diantara kamu dan orang-orang yang memiliki ilmu pengetahuan” (terjemahan Surat *Al-Mujadalah* ayat 11)<sup>\*)</sup>

“Jika kamu bersungguh-sungguh, kesungguhan itu untuk kebaikanmu sendiri”  
(terjemahan Surat *Al-Ankabut* ayat 6)<sup>\*\*)</sup>

---

\*) dan \*\*) Departemen Agama Republik Indonesia. 2012. *Al-Qur'an Tajwid dan Terjemah*. Bandung: CV Penerbit Diponegoro.

**PERNYATAAN**

Saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Toto Adi Guna

NIM : 111810201039

Menyatakan dengan sesungguhnya bahwa karya ilmiah yang berjudul: *“Pemodelan Pergeseran Statik Data Magnetotelurik 2D pada Kasus Anomali Konduktif Dekat Permukaan”* adalah benar-benar hasil karya sendiri, kecuali kutipan yang sudah saya sebutkan sumbernya, belum pernah diajukan pada substansi mana pun dan bukan karya jiplakan. Saya bertanggung jawab atas keabsahan dan kebenaran isinya sesuai dengan sikap ilmiah yang harus dijunjung tinggi.

Penelitian ini merupakan bagian dari penelitian bersama dosen dan mahasiswa, dan hanya dapat dipublikasikan dengan mencantumkan nama dosen pembimbing.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya, tanpa adanya tekanan dan paksaan dari pihak mana pun serta bersedia mendapat sanksi akademik jika ternyata di kemudian hari pernyataan ini tidak benar.

Jember, Desember 2015

Yang Menyatakan,

Toto Adi Guna

NIM 111810201039

**SKRIPSI**

**PEMODELAN PERGESERAN STATIK DATA MAGNETOTELURIK 2D  
PADA KASUS ANOMALI KONDUKTIF DEKAT PERMUKAAN**

Oleh

**Toto Adi Guna**

**NIM 111810201039**

Pembimbing:

Dosen Pembimbing Utama : Supriyadi, S.Si., M.Si.

Dosen Pembimbing Anggota : Nurul Priyantari, S.Si., M.Si.

**PENGESAHAN**

Skripsi berjudul “*Pemodelan Statik Data Magnetotelurik 2D pada Kasus Anomali Konduktif Dekat Permukaan*”, telah diuji dan disahkan secara akademis pada:

Hari :

Tanggal :

Tempat : Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

**Tim Penguji:**

Ketua (Dosen Pembimbing Utama)

Sekretaris (Dosen Pembimbing Anggota)

Supriyadi, S.Si., M.Si.

Nurul Priyantari, S.Si., M.Si.

NIP 19820424 200604 1 003

NIP 19700327 199702 2 001

Dosen Penguji I

Dosen Penguji II

Drs. Yuda Cahyoargo H., M.Sc., Ph.D

Ir. Misto, M.Si.

NIP 19620311 198702 1 001

NIP 19591121 199103 1 002

Mengesahkan

Dekan Fakultas Matematika Dan Ilmu Pengetahuan Alam,

Prof. Drs. Kusno, DEA, Ph.D.

NIP 1961108 198602 1 001

## RINGKASAN

**Pemodelan Pergeseran Statik Data Magnetotelurik 2D pada Kasus Anomali Konduktif Dekat Permukaan;** Toto Adi Guna; 111810201039; 2015; 99 halaman; Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Jember.

Eksplorasi geofisika merupakan suatu teknologi penerapan teori dan konsep fisika untuk mengetahui struktur bawah permukaan bumi. Beberapa metode yang biasa digunakan dalam eksplorasi geofisika adalah metode geolistrik, metode seismik, metode geomagnetik, metode gaya berat, dan metode elektromagnetik. Metode elektromagnetik sudah digunakan sejak tahun 1950 dalam pelaksanaan eksplorasi geofisika untuk kepentingan eksplorasi sumber daya mineral, industri perminyakan, dan energi geotermal. Salah satu metode elektromagnetik yang sering digunakan adalah metode magnetotelurik.

Metode magnetotelurik merupakan metode yang memanfaatkan gelombang elektromagnetik frekuensi rendah yang berasal dari alam sebagai sumber sinyal utama untuk mengetahui struktur bawah permukaan bumi. Pada pelaksanaan eksplorasi menggunakan metode magnetotelurik terkadang ditemukan beberapa kendala yang dapat menyebabkan terjadinya kesalahan pada kurva hasil interpretasi. Salah satu kendala tersebut berupa adanya anomali konduktif dekat permukaan yang dapat menyebabkan terjadinya pergeseran statik pada kurva hasil interpretasi. Pergeseran statik adalah pergeseran vertikal antara kurva modulus TE dan modulus TM dalam satu site yang dapat terjadi pada kurva resistivitas semu maupun fasa impedansi.

Berdasarkan hasil dan analisa dapat disimpulkan bahwa semua model anomali konduktif dekat permukaan yang digunakan dapat menyebabkan terjadinya pergeseran statik. Pergeseran statik yang terjadi memiliki karakteristik



yang berbeda-beda dipengaruhi oleh tingkat ketebalan anomali konduktif, panjang anomali konduktif, panjang dan tebal anomali konduktif, dan adanya anomali konduktif dengan selubung anomali resistif. Perubahan ukuran anomali dalam setiap variasi model anomali konduktif yang digunakan tidak terlalu berpengaruh terhadap tingkat pergeseran statik yang terjadi. Nilai frekuensi yang digunakan dan tingkat konduktivitas lapisan bumi dapat mempengaruhi kemampuan penetrasi gelombang EM ke bawah permukaan bumi, sehingga dapat berpengaruh pada nilai resistivitas semu dan fasa impedansi yang didapatkan.

Secara keseluruhan dalam kurva resistivitas semu pada frekuensi 0,1 Hz – 1 Hz pergeseran statik hanya terjadi pada modus TM, sedangkan pada frekuensi 1 Hz - 100 Hz pergeseran statik terjadi pada modus TE dan modus TM. Namun pada model anomali konduktif dengan selubung anomali resistif didapatkan hasil yang sedikit berbeda, yaitu pada frekuensi 0,1 Hz - 5 Hz pergeseran statik hanya terjadi pada kurva resistivitas semu modus TM, sedangkan pada frekuensi 10 Hz - 100 Hz pergeseran statik terjadi pada modus TE dan modus TM. Kurva fasa impedansi pada frekuensi 0,1 Hz pada semua model anomali konduktif tidak mengalami pergeseran statik, namun pada model anomali konduktif dengan selubung anomali resistif pada frekuensi 0,5 Hz - 1 Hz juga tidak mengalami pergeseran statik, dengan demikian kurva-kurva fasa impedansi yang tidak mengalami pergeseran statik tersebut dapat dijadikan sebagai acuan untuk melakukan koreksi pada kurva resistivitas semu yang mengalami pergeseran statik akibat adanya anomali konduktif dekat permukaan.

## PRAKATA

Puji syukur ke hadirat Allah SWT Tuhan semesta alam atas limpahan nikmat, hidayah, dan kekuatan, sehingga saya dapat menimba ilmu dan menyelesaikan skripsi yang berjudul “*Pemodelan Pergeseran Statik Data Magnetotelurik 2D pada Kasus Anomali Konduktif Dekat Permukaan*”. Skripsi ini disusun untuk memenuhi salah satu syarat menyelesaikan pendidikan strata satu (S1) pada Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Jember.

Penyusunan skripsi ini tidak lepas dari berbagai pihak. Oleh karena itu, penulis menyampaikan terimakasih kepada:

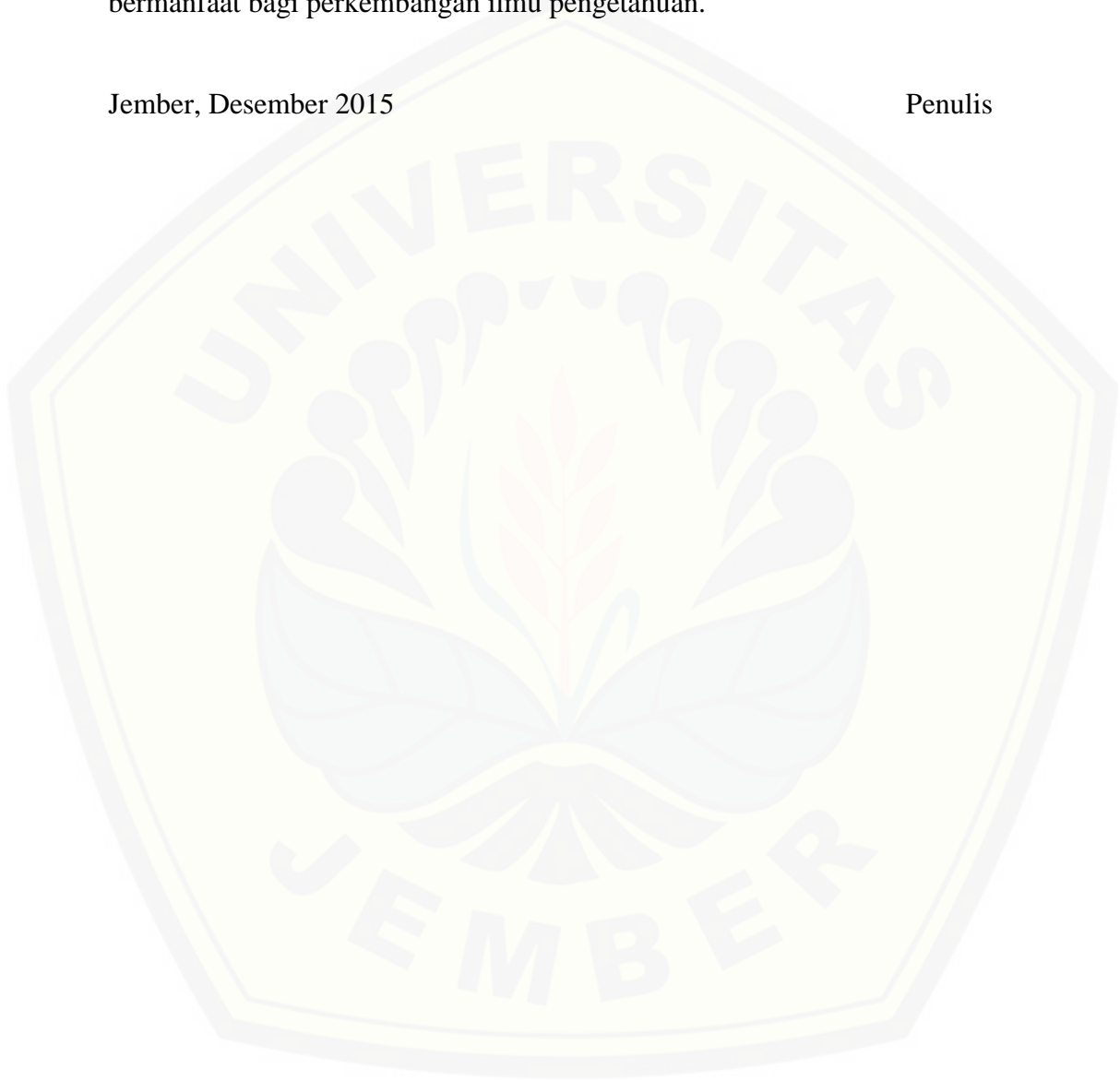
1. Supriyadi, S.Si., M.Si. selaku dosen pembimbing utama yang telah meluangkan waktu, perhatian, dan bimbingan dalam penulisan skripsi ini, dan Nurul Priyantari, S.Si., M.Si. selaku dosen pembimbing anggota sekaligus dosen pembimbing akademik yang telah meluangkan waktu, perhatian, dan bimbingan dalam penulisan skripsi ini, serta memberikan bimbingan kepada penulis selama menjadi mahasiswa;
2. Drs. Yuda Cahyoargo Hariadi, M.Sc., Ph.D. selaku dosen penguji I dan Ir. Misto, M.Si. selaku dosen penguji II yang telah memberikan kritik dan saran demi kesempurnaan skripsi ini;
3. Kedua orang tua serta keluarga di rumah yang selalu menjadi motivasi penulis dan selalu memberikan semangat, dukungan, serta doa demi terselesaikannya skripsi ini;
4. Seluruh dosen dan karyawan Jurusan Fisika FMIPA Universitas Jember;
5. Devi Septian Riri Artanti yang selalu memberikan dukungan dan semangat, serta menjadi motivasi penulis dalam menyelesaikan skripsi ini;
6. Alex, Kharis, Shobirin, Yahya, Nova, Ridwan, Dita, Dana dan seluruh sahabat angkatan 2011 Jurusan Fisika yang tidak dapat disebutkan satu per satu atas dukungan dalam menyelesaikan skripsi;

7. Semua pihak yang tidak dapat disebutkan satu per satu.

Penulis juga menerima segala kritik dan saran dari semua pihak demi kesempurnaan skripsi ini. Akhirnya penulis berharap, semoga skripsi ini dapat bermanfaat bagi perkembangan ilmu pengetahuan.

Jember, Desember 2015

Penulis



DAFTAR ISI

	Halaman
<b>HALAMAN JUDUL</b> .....	i
<b>HALAMAN PERSEMBAHAN</b> .....	ii
<b>HALAMAN MOTO</b> .....	iii
<b>HALAMAN PERNYATAAN</b> .....	iv
<b>HALAMAN PEMBIMBINGAN</b> .....	v
<b>HALAMAN PENGESAHAN</b> .....	vi
<b>RINGKASAN</b> .....	vii
<b>PRAKATA</b> .....	ix
<b>DAFTAR ISI</b> .....	xii
<b>DAFTAR GAMBAR</b> .....	xiii
<b>DAFTAR LAMPIRAN</b> .....	xviii
<b>BAB 1. PENDAHULUAN</b> .....	1
<b>1.1 Latar Belakang</b> .....	1
<b>1.2 Rumusan Masalah</b> .....	3
<b>1.3 Batasan Masalah</b> .....	4
<b>1.4 Tujuan Penelitian</b> .....	4
<b>1.5 Manfaat Penelitian</b> .....	4
<b>BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA</b> .....	5
<b>2.1 Metode Elektromagnetik</b> .....	5
<b>2.2 Magnetotelurik</b> .....	9
<b>2.3 Pergeseran Statik</b> .....	14
<b>2.4 Metode Elemen Hingga (<i>Finite Element Method</i>)</b> .....	18
<b>BAB 3. METODE PENELITIAN</b> .....	21
<b>3.1 Jenis Penelitian</b> .....	21
<b>3.2 Waktu dan Tempat Penelitian</b> .....	21

<b>3.3 Tahapan Penelitian.....</b>	<b>21</b>
3.3.1 Domain Pemodelan.....	23
3.3.2 Pemilihan Model Bumi dan Anomali.....	23
3.3.3 Pemilihan Frekuensi .....	28
3.3.4 Menghitung Respon MT 2D.....	28
3.3.5 Kurva Resistivitas Semu dan Fasa Impedansi.....	29
<b>3.4 Analisa Data .....</b>	<b>29</b>
<b>BAB 4. HASIL DAN PEMBAHASAN .....</b>	<b>30</b>
<b>4.1 Model Bumi Berlapis Tanpa Anomali Konduktif Dekat Permukaan .....</b>	<b>30</b>
<b>4.2 Model Bumi Dengan Variasi Ketebalan Anomali Konduktif Dekat Permukaan (<math>\rho = 10 \Omega\text{m}</math>).....</b>	<b>37</b>
<b>4.3 Model Bumi Dengan Variasi Panjang Anomali Konduktif Dekat Permukaan (<math>\rho = 10 \Omega\text{m}</math>).....</b>	<b>44</b>
<b>4.4 Model Bumi Dengan Variasi Panjang dan Tebal Anomali Konduktif Dekat Permukaan (<math>\rho = 10 \Omega\text{m}</math>).....</b>	<b>51</b>
<b>4.5 Model Bumi Dengan Variasi Anomali Konduktif (<math>\rho = 10 \Omega\text{m}</math>) Dengan Selubungi Anomali Resistif (<math>\rho = 500 \Omega\text{m}</math>).....</b>	<b>58</b>
<b>BAB 5. PENUTUP.....</b>	<b>67</b>
<b>5.1 Kesimpulan.....</b>	<b>67</b>
<b>5.2 Saran .....</b>	<b>68</b>
<b>DAFTAR PUSTAKA .....</b>	<b>69</b>
<b>LAMPIRAN.....</b>	<b>72</b>

**DAFTAR GAMBAR**

	Halaman
2.1	Penjalaran gelombang elektromagnetik di atmosfer dan bumi ..... 6
2.2	(a) mode <i>Transverse Electric</i> (TE) atau disebut <i>E-polarization</i> , (b) mode <i>Transverse Magnetic</i> (TM) atau disebut <i>M-polarization</i> ..... 13
2.3	Pergeseran statik kurva sounding resistivitas semu TM dan TE pada pengamatan di celah Rio Grande ..... 14
2.4	Penjalaran medan listrik pada model topografi..... 15
2.5	Pergeseran statik kurva sounding resistivitas semu TE dan TM yang disebabkan oleh adanya efek topografi, dan juga ditandai dengan kedalaman lapisan bumi ..... 15
2.6	Efek galvanik pada benda konduktif (a) dan pada benda resistif (b)..... 16
2.7	Pergeseran statik yang terjadi akibat adanya anomali konduktif dekat permukaan yang bervariasi pada arah vertikal (ketebalannya)..... 17
2.8	Pergeseran statik yang terjadi akibat adanya anomali konduktif dekat permukaan yang bervariasi pada arah lateral (panjangnya)..... 18
3.1	Diagram Alir Penelitian ..... 22
3.2	Model bumi anomali dengan variasi ketebalan anomali (arah ke bawah), (a) 50m, (b) 100m, (c) 150m dengan resistivitas anomali $\rho = 10 \Omega m$ dan kedalaman anomali terhadap permukaan bumi adalah konstan ..... 24
3.3	Model bumi anomali dengan variasi pertambahan panjang anomali (arah lateral), (a) 200 m, (b) 400 m, (c) 600 m dengan resistivitas anomali $\rho = 10 \Omega m$ dan kedalaman anomali terhadap permukaan bumi adalah konstan ..... 25
3.4	Model bumi anomali dengan variasi panjang dan ketebalan anomali, (a) 250 m x 100 m, (b) 300 m x 140 m,

(c) 400 m x 180 m dengan resistivitas anomali $\rho = 10 \Omega m$ dan kedalaman anomali terhadap permukaan bumi adalah konstan .....	26
3.5 Model bumi anomali dengan variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \Omega m$ ) diselubungi anomali resistif ( $\rho = 500 \Omega m$ ), anomali resistif berukuran (a) 200 m x 100 m, (b) 250 m x 150 m, (c) 300 m x 175 m dengan anomali konduktif berukuran konstan 75 m x 50 m, kedalaman anomali terhadap permukaan bumi adalah konstan.....	27
3.6 Model bumi berlapis dan domain pemodelan anomali.....	28
4.1 Kurva perbandingan resistivitas semu modulus TE dan modulus TM pada bumi berlapis dengan frekuensi 0,1 Hz.....	31
4.2 Kurva perbandingan fasa impedansi modulus TE dan modulus TM pada bumi berlapis dengan frekuensi 0,1 Hz.....	32
4.3 Kurva perbandingan resistivitas semu modulus TE dan modulus TM pada bumi berlapis dengan frekuensi 5 Hz.....	33
4.4 Kurva perbandingan fasa impedansi modulus TE dan modulus TM pada bumi berlapis dengan frekuensi 5 Hz.....	34
4.5 Kurva perbandingan resistivitas semu modulus TE dan modulus TM pada bumi berlapis dengan frekuensi 100 Hz.....	35
4.6 Kurva perbandingan fasa impedansi modulus TE dan modulus TM pada frekuensi 100 Hz .....	36
4.7 Kurva perbandingan resistivitas semu modulus TE dan modulus TM pada model bumi dengan variasi ketebalan anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega m$ ) pada frekuensi 0,1 Hz .....	37
4.8 Kurva perbandingan fasa impedansi modulus TE dan modulus TM pada model bumi dengan variasi ketebalan anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega m$ ) pada frekuensi 0,1 Hz .....	39

4.9	Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi ketebalan anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 5 Hz.....	40
4.10	Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi ketebalan anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 5 Hz .....	41
4.11	Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi ketebalan anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 100 Hz .....	42
4.12	Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi ketebalan anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 100 Hz .....	43
4.13	Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 0,1 Hz .....	45
4.14	Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 0,1 Hz .....	46
4.15	Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 5 Hz .....	47
4.16	Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 5 Hz .....	48
4.17	Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 100 Hz .....	49



4.18	Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 100 Hz .....	50
4.19	Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang dan tebal anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 0,1 Hz .....	51
4.20	Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang dan tebal anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 0,1 Hz .....	53
4.21	Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang dan tebal anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 5 Hz .....	54
4.22	Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi anjang dan tebal anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 5 Hz .....	55
4.23	Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang dan tebal anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 100 Hz .....	56
4.24	Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi panjang dan tebal anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 100 Hz .....	57
4.25	Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) dengan selubung anomali resistif ( $\rho = 500 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 0,1 Hz.....	59
4.26	Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) dengan selubung anomali resistif ( $\rho = 500 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 0,1 Hz.....	60

4.27 Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) dengan selubung anomali resistif ( $\rho = 500 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 5 Hz.....	61
4.28 Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) dengan selubung anomali resistif ( $\rho = 500 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 5 Hz.....	62
4.29 Kurva perbandingan resistivitas semu modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) dengan selubung anomali resistif ( $\rho = 500 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 100 Hz.....	63
4.30 Kurva perbandingan fasa impedansi modus TE dan modus TM pada model bumi dengan variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) dengan selubung anomali resistif ( $\rho = 500 \Omega\text{m}$ ) pada frekuensi 100 Hz.....	64

DAFTAR LAMPIRAN

	Halaman
A. Kurva Perbandingan Resistivitas Semu dan Perbandingan Fasa Impedansi (Modus TE dan Modus TM) berdasarkan model bumi dengan variasi ketebalan anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) .....	72
B. Kurva Perbandingan Resistivitas Semu dan Perbandingan Fasa Impedansi (Modus TE dan Modus TM) berdasarkan model bumi dengan variasi panjang anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) .....	79
C. Kurva Perbandingan Resistivitas Semu dan Perbandingan Fasa Impedansi (Modus TE dan Modus TM) berdasarkan model bumi dengan variasi panjang dan tebal anomali konduktif dekat permukaan ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) .....	86
D. Kurva Perbandingan Resistivitas Semu dan Perbandingan Fasa Impedansi (Modus TE dan Modus TM) berdasarkan model bumi dengan variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \Omega\text{m}$ ) dengan selubungi anomali resistif ( $\rho = 500 \Omega\text{m}$ ) .....	93

## BAB 1. PENDAHULUAN

### 1.1 Latar Belakang

Eksplorasi geofisika merupakan teknologi yang menerapkan konsep atau teori fisika untuk mengetahui struktur bawah permukaan bumi. Pada pelaksanaan eksplorasi geofisika terdapat beberapa metode yang dapat digunakan. Beberapa metode tersebut antara lain metode gaya berat, metode geomagnetik, metode seismik, metode geolistrik, dan metode elektromagnetik. Salah satu metode elektromagnetik yang digunakan untuk eksplorasi geofisika adalah metode magnetotelurik (MT). Metode magnetotelurik adalah metode yang memanfaatkan gelombang elektromagnetik dari alam untuk mengetahui struktur bawah permukaan bumi.

Sumber sinyal untuk metode medan elektromagnetik alami terdiri dari fluktuasi yang terjadi secara alami dalam medan magnet bumi. Sumber tersebut ada pada setiap tempat di bumi dan hampir setiap saat. Sumber sinyal utama pada metode elektromagnetik adalah berasal dari getaran kecil medan elektromagnetik alami yang disebabkan oleh gangguan di ionosfer dan magnetosfer oleh interaksi dengan angin matahari, selain itu juga berasal dari fenomena listrik di atmosfer seperti badai. Interaksi yang terjadi antara kedua sumber tersebut dengan medan magnet bumi akan menimbulkan arus listrik. Arus yang timbul adalah arus telurik yang kemudian menginduksi ke permukaan bumi (Dobrin dan Savit, 1988).

Metode magnetotelurik merupakan sebuah cara untuk menentukan sebaran konduktivitas listrik di bawah permukaan berdasarkan pengukuran medan listrik alami sementara dan medan magnet di permukaan. Metode magnetotelurik bergantung pada penetrasi energi elektromagnetik ke dalam bumi (Vozoff, 1972). Konsep dasar metode magnetotelurik yang dikemukakan oleh Thikhonov pada tahun 1950 menyebutkan bahwa pada frekuensi rendah, turunan dari medan

magnet ( $H$ ) horizontal sebanding dengan komponen ortogonal medan listrik ( $E$ ). Selanjutnya pada tahun 1954 Cagniard dalam Jiracek (tanpa tahun) menyatakan bahwa proporsionalitas antara  $E_x$  dan  $H_y$  hanya berlaku pada bidang yang tidak bervariasi terhadap jarak horisontal dalam urutan kedalaman kulit bumi (Jiracek, Tanpa tahun).

Pada penggunaan metode magnetotelurik terkadang juga ditemukan adanya gangguan yang dapat mempengaruhi keakuratan data. Gangguan tersebut diantaranya adalah adanya efek topografi pada lokasi yang akan memberikan efek resistif pada area lembah dan efek konduktif pada area bukit. Selain itu, lokasi yang berdekatan dengan *geoelectrical* dapat mempengaruhi kestabilan medan listrik pada bawah permukaan. Adanya heterogenitas permukaan juga dapat menyebabkan arah medan listrik terakumulasi pada batas heterogenitas tersebut sehingga TM dataset akan terganggu. Kondisi-kondisi gangguan tersebut dapat mengakibatkan kesalahan pada interpretasi data magnetotelurik. Kesalahan pada interpretasi tersebut berupa adanya pergeseran statik pada kurva *Transverse Electric* (TE) dan *Transverse Magnetic* (TM), yaitu terjadinya pergeseran vertikal antara kurva TE dan TM dalam satu site. Anomali konduktif yang terdapat pada lapisan di bawah permukaan bumi juga dapat mempengaruhi terjadinya pergeseran statik.

Pemodelan MT dapat diselesaikan dengan menggunakan beberapa metode, yaitu metode *integral equation* (IE), *metode finite element* (FE), dan metode *finite difference* (FD) (Tong *et al.*, 2009). Salah satu metode yang sering digunakan dalam permasalahan gelombang elektromagnetik adalah metode *finite element* (FE). Metode tersebut merupakan metode numerik untuk mendapatkan persamaan diferensial biasa (*Ordinary Differential Equation*) maupun persamaan diferensial parsial (*Partial Differential Equation*) (Kosasih, 2012).

Pemodelan respon MT 2D sebelumnya telah dilakukan oleh beberapa peneliti. Srigutomo (1997) memodelkan respon MT 2D pada kasus sumber arus alami dan sumber arus garis tanpa memasukkan efek topografi. Selanjutnya

Endorgan (2008) memodelkan respon MT 2D berbasis metode *finite element* dengan memasukkan efek topografi, dimana elemen triangular dibentuk dari sebuah sel triangular yang dibagi menjadi empat bagian yang sama sisi.

Pemodelan dalam geofisika khususnya pemodelan pergeseran statik data MT telah dilakukan oleh beberapa peneliti sebelumnya. Pemodelan yang dilakukan Sternberg *et al.* (1988) serta Pellerin dan Hohmann (1990) menunjukkan bahwa *heterogenitas* lokal dekat permukaan pada medium 1-dimensi menyebabkan pergeseran vertikal kurva *sounding* MT. Pergeseran kurva *sounding* MT tersebut bergantung pada posisi titik pengamatan yang relatif terhadap *heterogenitas*.

Pemodelan pergeseran statik lebih lanjut pada data magnetotelurik 2D sangat perlu dilakukan untuk dapat mengetahui secara jelas adanya gangguan yang terjadi pada data magnetotelurik beserta dengan penyebab terjadinya pergeseran statik tersebut. Maka peneliti berinisiatif untuk melakukan pemodelan pergeseran statik pada data magnetotelurik yang ditinjau berdasarkan variasi geometri anomali konduktif (variasi panjang-lebar dan susunan anomali) dekat permukaan pada model bumi 2-dimensi. Pengembangan pemodelan ini akan dilakukan dengan menggunakan metode elemen hingga. Respon MT yang dihasilkan berupa resistivitas semu dan fasa impedansi yang diperoleh berdasarkan solusi persamaan diferensial Maxwell.

## 1.2 Rumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang kegiatan penelitian yang telah dijelaskan pada bagian sebelumnya, permasalahan dalam penelitian ini adalah bagaimanakah respon pemodelan pergeseran statik pada kurva modus TE dan modus TM data magnetotelurik 2D berdasarkan anomali konduktif dekat permukaan, dengan menggunakan metode elemen hingga.

### 1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah yang digunakan dalam kegiatan penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Pemodelan menggunakan metode elemen hingga.
2. Pergeseran statik diasumsikan bersumber dari anomali konduktif dekat permukaan.
3. Parameter frekuensi yang digunakan adalah antara 0,1 Hz - 100 Hz.
4. Pemodelan 2D menggunakan modus TE dan modus TM
5. Pergeseran statik ditinjau berdasarkan kurva resistivitas semu dan kurva fasa impedansi.

### 1.4 Tujuan Penelitian

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui respon pemodelan pergeseran statik pada kurva TE dan TM data magnetotelurik 2D berdasarkan anomali konduktif dekat permukaan, dengan menggunakan metode elemen hingga.

### 1.5 Manfaat Penelitian

Melalui penelitian ini diharapkan dapat memberikan kontribusi dalam bidang ilmu fisika (geofisika), khususnya pada pemodelan gangguan yang mungkin terjadi pada interpretasi data MT 2D yaitu kemungkinan adanya pergeseran statik pada kurva modus TE dan modus TM berdasarkan anomali konduktif dekat permukaan, sehingga akan lebih mudah untuk mengetahui gangguan-gangguan yang terjadi ketika melakukan interpretasi data MT 2D.

## BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA

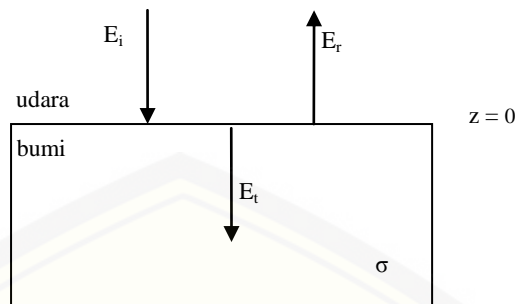
### 2.1 Metode Elektromagnetik

Sejak awal tahun 1950, teknik geofisika elektromagnetik yang memanfaatkan fenomena elektromagnetik alami banyak digunakan dalam eksplorasi sumber daya mineral, industri perminyakan, dan energi geotermal. Sama dengan metode geofisika elektrik dan elektromagnetik yang lain, teknik geofisika yang memanfaatkan sumber elektromagnetik alami juga ditinjau dari permukaan bumi terhadap distribusi resistivitas pada kedalaman. Penggunaan teknik sumber gelombang elektromagnetik alami merupakan pengembangan yang signifikan atas metode elektromagnetik yang sudah lama. Metode EM lama menggunakan redundansi tinggi. Pengambilan sampel spasial yang memadai dan desain *array* yang tepat akan mampu menghasikan peningkatan resolusi dan mengurangi efek dekat permukaan pada resolusi pembentukan yang lebih dalam (Dobrin dan Savit, 1988).

Menurut Naidu (2012), terdapat dua sumber sinyal utama untuk metode medan elektromagnetik alami yaitu:

1. Pada rentang frekuensi 1Hz, sebagian sumber energi berasal dari getaran kecil medan elektromagnetik alami yang disebabkan oleh gangguan di ionosfer. Angin matahari memancarkan aliran ion menuju ke luar angkasa dan berinteraksi dengan medan magnet bumi sehingga menghasilkan energi elektromagnetik yang menembus bumi.
2. Pada rentang frekuensi lebih dari 1Hz, sebagian besar energi berasal dari fenomena listrik di atmosfer seperti badai. Pada saat badai melintasi bumi dalam pandu gelombang antara permukaan bumi dan ionosfer, sebagian energi elektromagnetik yang dihasilkan menembus ke dalam bumi.





Gambar 2.1 Penjalaran gelombang elektromagnetik di atmosfer dan bumi  
(Sumber: Unsworth, 2008)

Pada gambar 2.1 menunjukkan penjalaran gelombang elektromagnetik di atmosfer dan bumi berdasarkan dua sumber utama penghasil sinyal gelombang elektromagnetik untuk metode medan elektromagnetik alami, pada medium yang berbeda (udara dan bumi) ada gelombang diteruskan dan ada yang dipantulkan.

Persamaan mendasar yang menggambarkan perilaku gelombang elektromagnetik dirumuskan oleh Maxwell. Persamaan tersebut merupakan persamaan untuk medan listrik dan medan magnet :

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon} \quad \text{Hukum Coulomb} \quad (2.1)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (2.2)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Hukum Faraday} \quad (2.3)$$

$$\nabla \times \vec{B} = \mu\epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \vec{J} \quad \text{Hukum Ampere} \quad (2.4)$$

dimana  $\vec{E}$  adalah medan listrik ( $\text{Vm}^{-1}$ ),  $\vec{B}$  adalah induksi medan magnet ( $\text{Wbm}^{-2}$  atau tesla),  $\vec{H}$  adalah intensitas medan magnet ( $\text{Am}^{-1}$ ),  $\vec{J}$  adalah rapat arus listrik yang disebabkan oleh muatan bebas ( $\text{Cm}^{-3}$ ),  $\vec{D}$  adalah perpindahan dielektrik ( $\text{Cm}^{-2}$ ),  $\rho$  adalah rapat muatan listrik ( $\text{Cm}^{-3}$ ) (Griffiths, 1999).

Menurut Nabighian (1987), persamaan (2.1) sampai (2.4) adalah persamaan diferensial yang tidak digabungkan berdasarkan pada fungsi B vektor

$\vec{E}$ ,  $\vec{B}$ ,  $\vec{H}$ ,  $\vec{D}$ , dan  $\vec{J}$ . Persamaan tersebut digabungkan melalui hubungan domain frekuensi konstitutif. Berikut adalah hubungan antara intensitas medan dengan flux yang terjadi pada medium

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (2.5)$$

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

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.7)$$

dimana  $\sigma$  adalah nilai konduktivitas listrik ( $\text{Sm}^{-1}$ ) sebagai fungsi frekuensi sudut  $\omega$ ,  $\varepsilon$  adalah permitivitas listrik ( $\text{Fm}^{-1}$ )  $\varepsilon \approx \varepsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} \text{Fm}^{-1}$ ,  $\mu$  adalah permeabilitas magnetik ( $\text{Hm}^{-1}$ )  $\mu \approx \mu_0 = 1,256 \times 10^{-6} \text{Hm}^{-1}$ . Dengan mensubstitusikan persamaan (2.5), (2.6), dan (2.7) ke dalam persamaan (2.3) dan (2.4) maka diperoleh

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

$$\nabla \times \vec{H} = \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \sigma \vec{E} \quad (2.9)$$

solusi sederhana untuk medan magnet dan medan listrik dari gelombang elektromagnetik bidang yang sinusoidal adalah :

$$\vec{E} = \vec{E}_0 \cos(kx - \omega t) \quad (2.10)$$

$$\vec{H} = \vec{H}_0 \cos(kx - \omega t) \quad (2.11)$$

maka dalam bentuk eksponensial persamaan di atas dapat dituliskan menjadi

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{-i(kx - \omega t)} \quad (2.12)$$

$$\vec{H} = \vec{H}_0 e^{-i(kx - \omega t)} \quad (2.13)$$

sehingga dalam domain frekuensi yang bergantung terhadap waktu dapat dinyatakan dengan persamaan

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t} \quad (2.14)$$

$$\vec{H} = \vec{H}_0 e^{i\omega t} \quad (2.15)$$

jika persamaan (2.14) dan (2.15) disubstitusikan ke dalam persamaan (2.8) dan (2.9) dan selanjutnya diferensialkan secara parsial maka diperoleh

$$\begin{aligned}
\nabla_x \vec{E} &= -\mu \left[ \frac{\partial(\vec{H}_0 e^{i\omega t})}{\partial t} \right] + -\vec{H} \left[ \frac{\partial\mu}{\partial t} \right] \\
&= -\mu \left[ \frac{\partial(\vec{H}_0 e^{i\omega t})}{\partial t} \right] + 0 \\
&= -\mu \left[ \left( e^{i\omega t} \frac{\partial(\vec{H}_0)}{\partial t} \right) + \left( \vec{H}_0 \frac{\partial(e^{i\omega t})}{\partial t} \right) \right] \\
&= -i\mu\omega(\vec{H}_0 e^{i\omega t}) \\
\nabla_x \vec{E} &= -i\mu\omega\vec{H} \tag{2.16}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\nabla_x \vec{H} &= \left[ \varepsilon \left( \frac{\partial(\vec{E}_0 e^{i\omega t})}{\partial t} \right) + \vec{H} \left( \frac{\partial\varepsilon}{\partial t} \right) \right] + \sigma\vec{E} \\
&= \left[ \varepsilon \left( \frac{\partial(\vec{E}_0 e^{i\omega t})}{\partial t} \right) + 0 \right] + \sigma\vec{E} \\
&= \varepsilon \left[ \left( e^{i\omega t} \frac{\partial(\vec{E}_0)}{\partial t} \right) + \left( \vec{E}_0 \frac{\partial(e^{i\omega t})}{\partial t} \right) \right] + \sigma\vec{E} \\
&= i\varepsilon\omega(\vec{E}_0 e^{i\omega t}) + \sigma\vec{E} \\
\nabla_x \vec{H} &= i\varepsilon\omega\vec{E} + \sigma\vec{E} = (i\varepsilon\omega + \sigma)\vec{E} \tag{2.17}
\end{aligned}$$

untuk menyederhanakan persamaan (2.16) dan (2.17) diatas, antara variabel medan magnet dan medan listrik dibuat saling lepas

$$\begin{aligned}
\nabla_x(\nabla_x \vec{E}) &= \nabla_x(-i\mu\omega\vec{H}) \\
&= -i\mu\omega(\nabla_x \vec{H}) \\
\nabla_x(\nabla_x \vec{H}) &= \nabla_x(i\varepsilon\omega + \sigma)\vec{E} \\
&= (i\varepsilon\omega + \sigma)(\nabla_x \vec{E})
\end{aligned}$$

jika persamaan (2.16) dan (2.17) disubstitusikan ke persamaan diatas, maka diperoleh

$$\begin{aligned}
\nabla_x(\nabla_x \vec{E}) &= -i\mu\omega(i\varepsilon\omega + \sigma)\vec{E} \\
&= (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma)\vec{E} \tag{2.18}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\nabla x(\nabla x \vec{H}) &= (i\varepsilon\omega + \sigma)(-i\mu\omega \vec{H}) \\ &= (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma)\vec{H}\end{aligned}\quad (2.19)$$

dan dengan operasi curl menggunakan identitas vektor

$$\nabla x(\nabla x \vec{A}) = \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A}$$

untuk bumi yang diasumsikan sebagai medium homogen maka  $(\nabla x \vec{A}) = 0$  (Griffiths, 1999), sehingga persamaan (2.18) dan (2.19) menjadi

$$\begin{aligned}\nabla(\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} &= (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma)\vec{E} \\ \nabla^2 \vec{E} + (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma)\vec{E} &= 0\end{aligned}\quad (2.20)$$

$$\begin{aligned}\nabla(\nabla \cdot \vec{H}) - \nabla^2 \vec{H} &= (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma)\vec{H} \\ \nabla^2 \vec{H} + (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma)\vec{H} &= 0.\end{aligned}\quad (2.21)$$

jika persamaan diatas dinyatakan dalam suatu persamaan Helmholtz (Telford, 2004), dimana

$$k^2 = \varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma$$

maka diperoleh persamaan

$$\nabla^2 \vec{E} - k^2 \vec{E} = 0 \quad (2.22)$$

$$\nabla^2 \vec{H} - k^2 \vec{H} = 0 \quad (2.23)$$

## 2.2 Magnetotelurik

Metode magnetotelurik merupakan salah satu metode eksplorasi geofisika yang termasuk ke dalam metode elektromagnetik yang memanfaatkan sumber medan elektromagnetik alami. Metode magnetotelurik melibatkan gelombang EM yang terdapat medan magnet dan medan listrik dan berhubungan dengan aliran arus tellurik. Arus tellurik adalah arus alami yang mengalir dibawah permukaan tanah dalam respon pada efek tidal ionosfer oleh interaksi dengan angin matahari dan kilatan cahaya yang terdapat pada badai (Cagniard, 1953). Ketika angin matahari berinteraksi dengan magnetosfer bumi, elektron dan proton dibelokkan pada arah yang berlawanan akan memberikan kenaikan pada sebuah arus listrik

dalam plasma dan menimbulkan efek pada medan magnet. Hal ini menghubungkan gerakan ke belakang dan kedepan secara tidak teratur hingga energi angin matahari sampai dan menghasilkan efek magnetik yang timbul pada magnetojeda yang benar-benar dimodifikasi oleh waktu penetrasi pada permukaan bumi dan selanjutnya akan teramati (Kaufman dan Keller, 1981).

Metode magnetotelurik menggunakan frekuensi gelombang EM rendah, yaitu sebesar  $10^{-4}$  Hz- $10^4$  Hz atau  $<10^4$  Hz (Dobrin dan Savit, 1988), sehingga perlu dilakukan asumsi aproksimasi keadaan kuasi-statik ( $\epsilon\mu\omega^2 \ll i\mu\omega\sigma$ ) dengan waktu tempuh gelombang diabaikan. Sehingga suku yang terdapat arus perpindahan ( $\epsilon$ ) dapat diabaikan terhadap suku yang mengandung arus konduksi ( $\sigma$ ), maka didapatkan

$$k^2 \cong i\mu\omega\sigma$$

$k$  adalah bilangan gelombang. Sehingga persamaan (2.20) dan (2.21) untuk metode magnetotelurik menjadi

$$\nabla^2 \vec{E} - i\mu\omega\sigma \vec{E} = 0 \quad (2.24)$$

$$\nabla^2 \vec{H} - i\mu\omega\sigma \vec{H} = 0. \quad (2.25)$$

Kedalaman dengan amplitudo bidang gelombang elektromagnetiknya yang akan mereduksi menjadi 1/e dari amplitudo permukaannya (jarak pelemahan gelombang) disebut sebagai *skin depth* (Jiracek, Tanpa tahun),

$$\delta = (\pi f \mu \sigma)^{-1/2} \cong 0,503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ (km)}, \quad (2.26)$$

selanjutnya *Apparent resistivity* (resistivitas semu)

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right|^2 \quad (2.27)$$

merupakan resistivitas yang terukur pada permukaan. Jika bumi memiliki resistivitas seragam, maka persamaan di atas menjadi  $\rho_a = \rho_1$ . Pada umumnya resistivitas tidak akan konstan dengan tingkatan kedalaman. Dalam hal ini resistivitas yang terlihat dapat dipertimbangkan sebagai resistivitas rata-rata

di atas sebuah permukaan bumi yang memiliki jari-jari sama dengan *skin depth* (Unsworth, 2007). Selanjutnya fase impedansi,

$$\Phi(\omega) = \tan^{-1}[Z_{xy}(\omega)] = \tan^{-1}\left[\frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)}\right] \quad (2.28)$$

Fase impedansi  $\Phi_{xy}(\omega)$  adalah sudut fase antara  $E_x(\omega)$  dan  $H_y(\omega)$ . Untuk sebuah penalaran gelombang elektromagnetik pada ruang bebas,  $E_x$  dan  $H_y$  akan menjadi  $\Phi(\omega) = 0$ . Untuk *half-space* fasenya adalah

$$\Phi(\omega) = Z_{xy}(\omega) = \tan^{-1}\left[\frac{(1-i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\frac{\omega\mu_0}{\sigma_1}}\right] = -\frac{\pi}{4} \quad (2.29)$$

atau dapat juga ditulis.

$$\Phi = \tan^{-1}\left[\frac{\text{Im}(Z)}{\text{Re}(Z)}\right] \quad (2.30)$$

fase impedansi tersebut adalah sudut fase yang akan diamati pada semua frekuensi. Selanjutnya *Impedance tensor*

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k} = (1-i) \left(\frac{\omega\mu}{2\sigma}\right)^{1/2}. \quad (2.31)$$

pada tensor impedansi  $E_x$  adalah medan listrik horisontal dan  $H_y$  adalah medan magnet ortogonal dan horisontal.

Menurut Rao (2012), metode magnetotelurik dapat digunakan mengukur resistivitas pada bumi dengan menerapkan persamaan medan magnet dan medan listrik berdasarkan persamaan gelombang EM, selanjutnya juga dengan menggunakan persamaan (2.26)-(2.29) di atas. Berdasarkan persamaan-persamaan tersebut ditunjukkan bagaimana pada permukaan dapat terukur medan listrik dan medan magnet yang dapat digunakan untuk mengukur resistivitas pada bumi. Penting sekali untuk mengetahui bagian-bagian pada bumi yang dijadikan sampel untuk pengukuran. Karena medan EM akan semakin melemah didalam bumi dengan skala panjang pada *skin depth*. Pemrosesan data magnetotelurik dimulai dengan mengkonversi bagian segmentasi waktu menjadi

medan domain frekuensi menggunakan transformasi *Fourier*. Karakteristik amplitudo dan fase sebagai fungsi frekuensi dijabarkan dalam hasil sesungguhnya dan imajiner. Selanjutnya vektor medan E dan vektor medan B diukur dan menghubungkan keduanya dengan menggunakan persamaan tensor impedansi.

Menurut Simpson dan Bahr (2005), pada medan EM terdapat dua mode, yaitu mode *Transverse Magnetic* atau *H-polarization* dan mode *Transverse Electric* atau *E-polarization*. Mode *transverse magnetic* (TM) tidak memiliki komponen medan magnet pada arah penjarannya. Mode TM memiliki medan listrik tegak lurus terhadap sumbu y invarian terdiri dari komponen medan  $H_y$ ,  $E_x$ , dan  $E_z$  seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.2b dengan impedansi  $Z_{TM} = Z_{xy}$  yang dihitung berdasarkan  $E_x$  dan  $H_y$ , dan dengan resistivitas semu  $\rho_{xy} = \rho_{TM}$ , komponen medannya merupakan penjumlahan dari  $H_y$ .

$$E_x = -\rho \frac{\partial}{\partial z} H_y \quad (2.32)$$

$$E_z = \rho \frac{\partial}{\partial x} H_y \quad (2.33)$$

dan persamaan Helmholtz-nya adalah

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} H_y + \frac{\partial^2}{\partial x^2} H_y + k^2 H_y = 0 \quad (2.34)$$

dengan impedansi  $Z_{TM}$

$$Z_{xy} = Z_{TM} = \frac{E_x}{H_y} \quad (2.35)$$

dan resistivitas semu pada mode TM adalah

$$\rho_{xy} = \rho_{TM} = \frac{1}{\mu\omega} |Z_{TM}|^2 \quad (2.36)$$

Sedangkan mode *transverse electric* (TE) tidak memiliki komponen medan listrik pada arah penjarannya. Mode TE memiliki medan listrik paralel terhadap sumbu y invarian terdiri dari komponen medan  $E_y$ ,  $H_x$ , dan  $H_z$  seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.2a dengan impedansi  $Z_{TE}=Z_{yz}$  yang dihitung berdasarkan  $E_y$  dan  $H_x$ ,

dan dengan resistivitas semu  $\rho_{yx} = \rho_{TE}$ , komponen medannya merupakan penjumlahan dari  $E_y$ ,

$$H_x = \frac{1}{i\mu\omega} \frac{\partial}{\partial z} E_y \quad (2.37)$$

$$H_z = -\frac{1}{i\mu\omega} \frac{\partial}{\partial z} E_y \quad (2.38)$$

dan persamaan Helmholtz-nya adalah

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} E_y + \frac{\partial^2}{\partial x^2} E_y + k^2 E_y = 0 \quad (2.39)$$

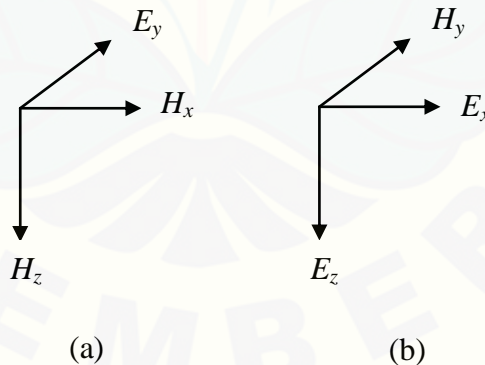
dengan impedansi  $Z_{TE}$

$$Z_{yx} = Z_{TE} = -\frac{E_y}{H_x} \quad (2.40)$$

dan resistivitas semu pada mode TE adalah

$$\rho_{yx} = \rho_{TE} = \frac{1}{\mu\omega} |Z_{TE}|^2 \quad (2.41)$$

$\rho_{TE}$  adalah  $\rho_{||}$ (paralel) dan  $\rho_{TM}$  adalah  $\rho_{\perp}$ (tegak lurus) (Jiracek, tanpa tahun).



Gambar 2.2 (a) mode *Transverse Electric* (TE) atau disebut *E-polarization*, (b) mode *Transverse Magnetic* (TM) atau disebut *M-polarization* (Sumber: Unsworth, 2007)

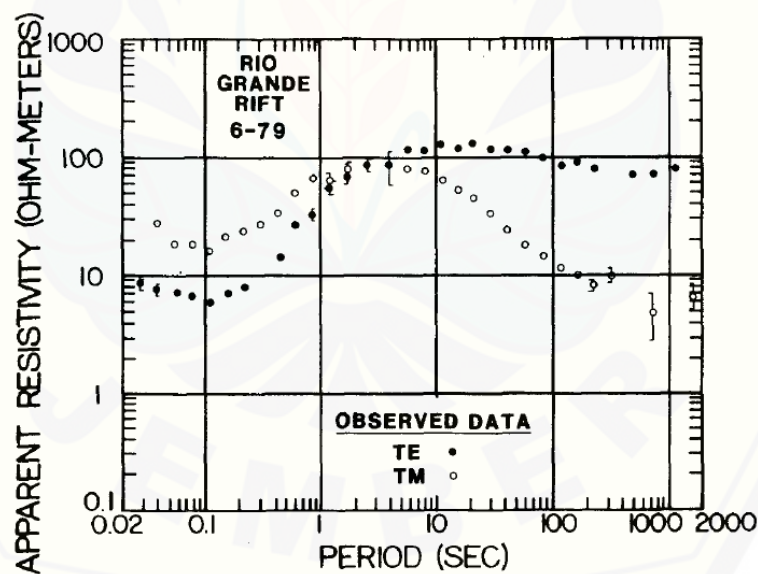
Mode TE adalah mode yang paling sensitif terhadap *strike* sepanjang konduktor. Jika mode TM dan TE dibandingkan, pada mode TM arus listrik mengalir melintasi batasan antara area dengan resistivitas yang berbeda, sehingga



mengakibatkan arus listrik semakin kuat pada permukaan. Dengan demikian, mode TM lebih efektif dari mode TE pada lokasi yang menghubungkan antar area pada resistivitas yang berbeda (Unsworth, 2007).

### 2.3 Pergeseran Statik

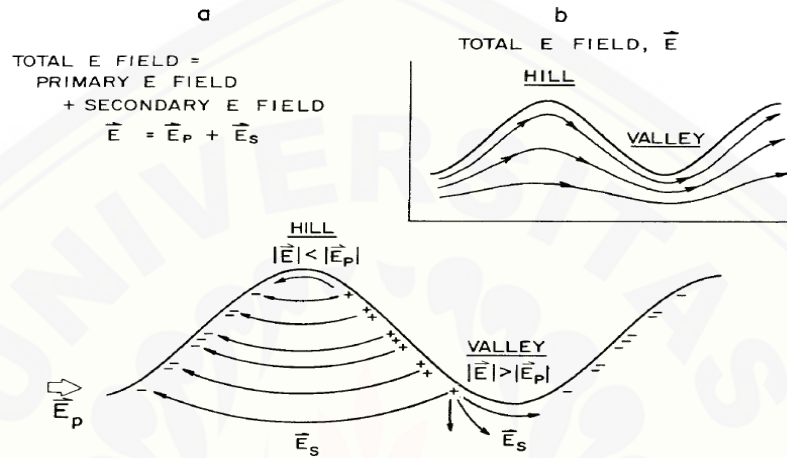
Pada penggunaan metode magnetotelurik terkadang juga ditemukan adanya gangguan yang dapat mempengaruhi keakuratan data. Kondisi gangguan tersebut dapat mengakibatkan kesalahan pada interpretasi data magnetotelurik, yaitu diindikasikan dengan adanya pergeseran statik pada kurva TE dan TM data magnetotelurik. Pergeseran statik adalah pergeseran vertikal antara kurva TE dan TM dalam satu site yang dapat terjadi pada kurva resistivitas semu dan kurva fasa impedansi seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.3 (Jiracek, 1988).



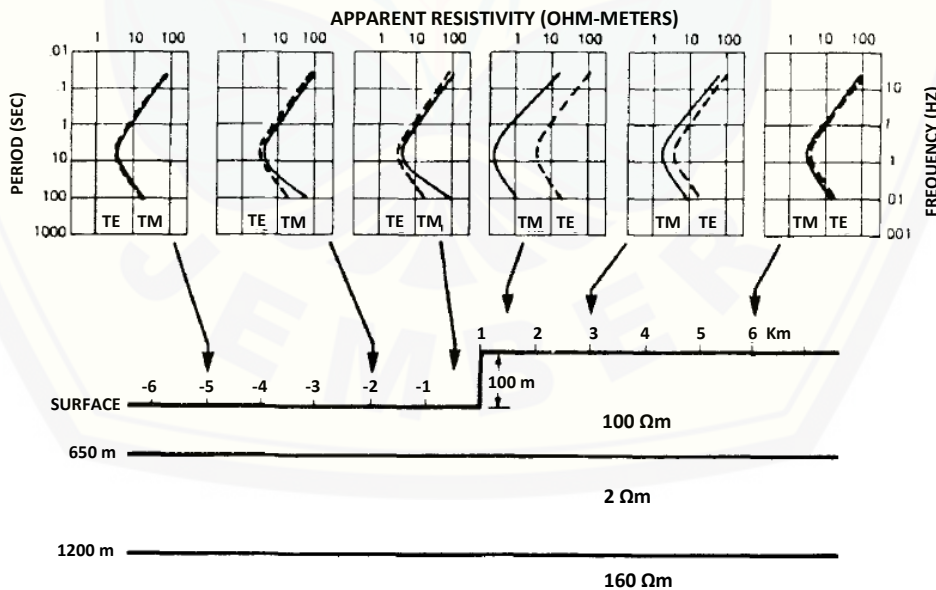
Gambar 2.3 Pergeseran statik kurva sounding resistivitas semu TM dan TE pada pengamatan di celah Rio Grande (Sumber: Jiracek, 1988)

Gangguan yang menjadi penyebab terjadinya pergeseran statik diantaranya adalah adanya efek topografi pada lokasi pengambilan data sehingga akan

memberikan efek resistif pada area lembah dan efek konduktif pada area bukit seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.4 dan 2.5 yang juga menunjukkan tingkat kedalaman bumi.

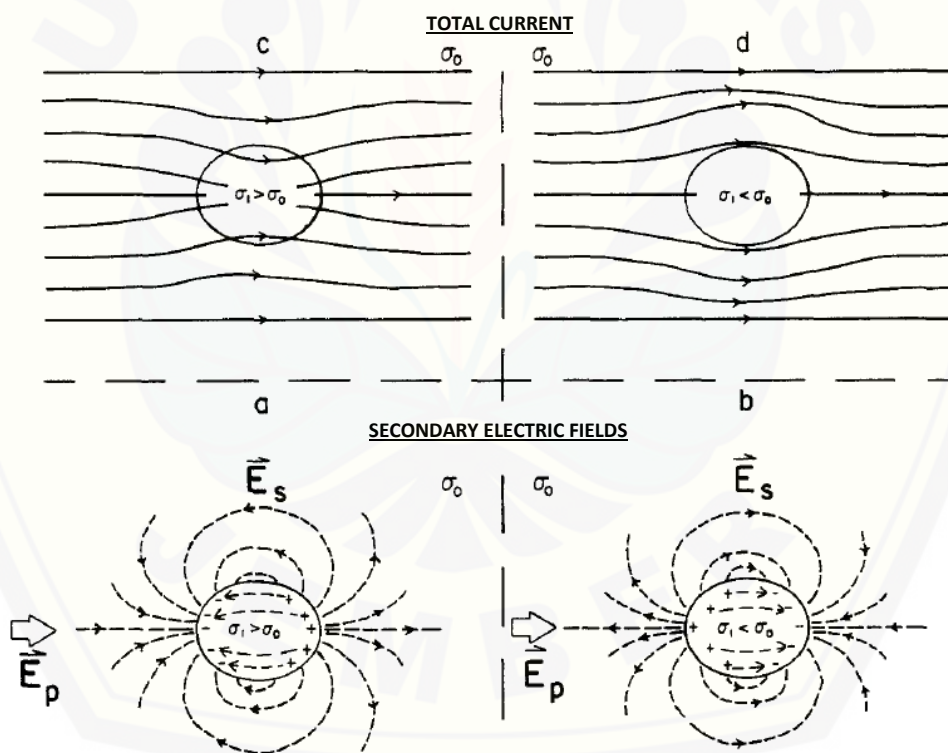


Gambar 2.4 Penjalaran medan listrik pada model topografi (Sumber: Jiracek, 1988)



Gambar 2.5 Pergeseran statik kurva sounding resistivitas semu TE dan TM yang disebabkan oleh adanya efek topografi, dan juga ditandai dengan kedalaman lapisan bumi (Sumber: Jiracek, 1988)

Selain itu, lokasi yang berdekatan dengan *geoelectrical* dapat mempengaruhi kestabilan medan listrik pada bawah permukaan. Adanya heterogenitas permukaan juga dapat menyebabkan arah medan listrik terakumulasi pada batas heterogenitas tersebut sehingga TM dataset akan terganggu (Vozoff, 1991). Efek galvanik juga dapat menyebabkan pergeseran statik namun hanya berpengaruh pada kurva TM, hal tersebut karena pada efek galvanik terjadi akumulasi pada batas permukaan struktur yang menyebabkan perubahan penjalaran medan listrik. Pergeseran statik yang terjadi pada kurva resistivitas semu juga disebabkan oleh kesalahan pengukuran pada medan listrik bumi di area pengamatan (Jones, 1988).

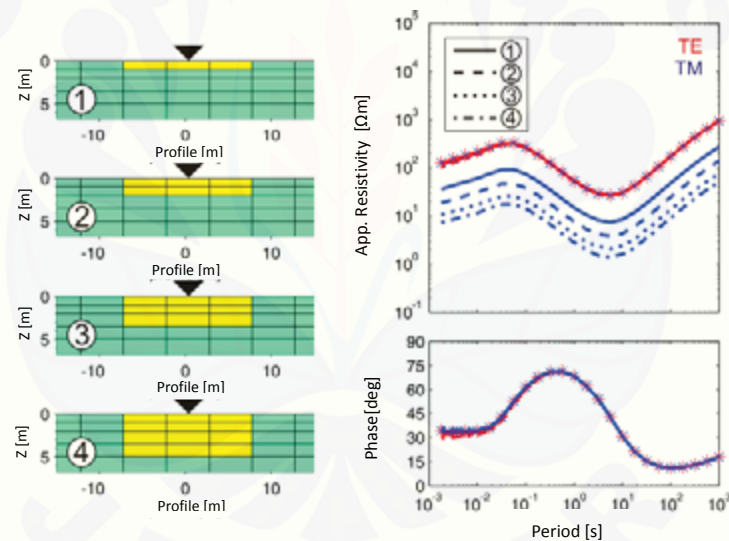


Gambar 2.6 Efek galvanik pada benda konduktif (a) dan pada benda resistif (b)  
(Sumber: Jiracek, 1988)

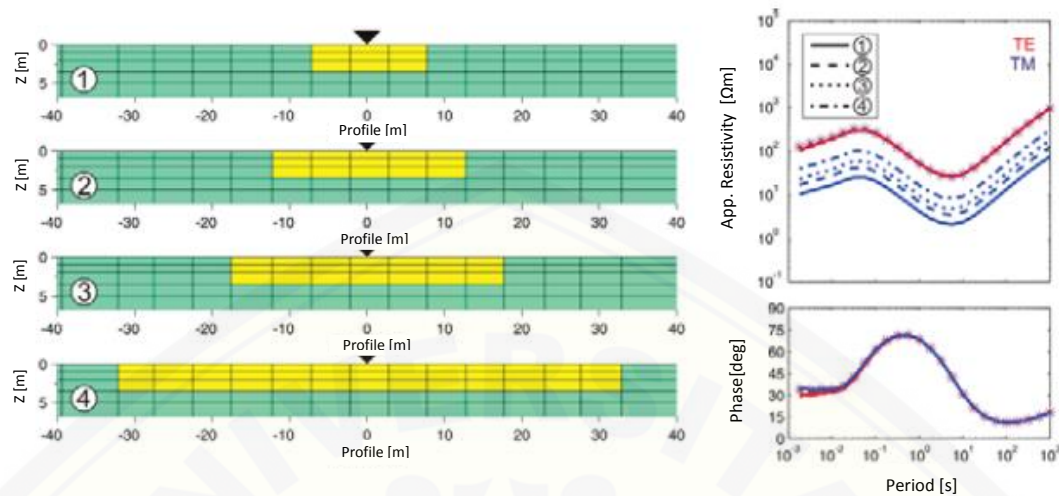
Pada gambar 2.4a memperlihatkan efek galvanik pada benda konduktif, total medan listrik yang menuju benda konduktif hanya menguat pada ujung benda dan

semakin berkurang saat mendekati sisi lainnya. Sedangkan gambar 2.4b memperlihatkan efek galvanik pada benda resistif, total medan listrik semakin menguat menuju benda resistif, berkurang pada ujung benda konduktif dan semakin meningkat sepanjang benda resistif tersebut (Jiracek, 1988).

Adanya anomali konduktif dekat permukaan juga menyebabkan terjadinya pergeseran statik. Keberadaan anomali konduktif dekat permukaan menyebabkan adanya konservasi muatan pada area yang terdapat diskontinuitas konduktifitas dengan ukuran lebih kecil dari luas area disekitarnya. Sehingga menyebabkan pergeseran statik pada kurva resistivitas semu dan fasa impedansi yang dihasilkan (Tietze *et al.*, 2009).



Gambar 2.7 Pergeseran statik yang terjadi akibat adanya anomali konduktif dekat permukaan yang bervariasi pada arah vertikal (ketebalannya) (sumber: Tietze *et al.*, 2009).



Gambar 2.8 Pergeseran statik yang terjadi akibat adanya anomali konduktif dekat permukaan yang bervariasi pada arah lateral (panjangnya) (sumber: Tietze *et al.*, 2009).

Pada gambar 2.7 dan gambar 2.8 menunjukkan adanya anomali konduktif dekat permukaan yang bervariasi pada arah vertikal (ketebalannya) dan pada arah lateral (panjangnya) dapat menyebabkan terjadinya pergeseran statik pada kurva resistivitas semu modulus TM dan kurva fasa impedansi dengan karakteristik pergeseran yang berbeda.

#### 2.4 Metode Elemen Hingga (*Finite Element Method*)

Metode elemen hingga merupakan metode numerik untuk mendapatkan persamaan diferensial biasa maupun persamaan diferensial parsial. Pada metode elemen hingga domain permasalahan dibagi, baik itu domain ruang maupun domain waktu menjadi sub domain yang merupakan elemen yang lebih kecil. Selanjutnya adalah menghitung solusi pada tiap sub domain, setelah didapatkan hasil dilanjutkan dengan menggabungkan kembali hasil yang didapatkan dari tiap sub domain, maka akan didapatkan hasil atau solusi total dari permasalahan. Dalam menghitung solusi dari tiap sub domain harus memenuhi beberapa

ketentuan, seperti kontinuitas pada titik-titik nodal dan antarmuka (*interface element*) (Cook, 1998).

Menurut Kosasih (2012), proses inti dari metode elemen hingga adalah membagi atau menjadikan problem yang kompleks menjadi bagian-bagian kecil atau elemen-elemen yang merupakan solusi yang lebih sederhana dan mudah diperoleh. Pada prinsipnya penerapan metode elemen hingga terdiri dari beberapa langkah :

1. Diskretisasi domain, pada tahap ini ditentukan jenis elemen yang akan digunakan. Pada permasalahan 2 dimensi, elemen yang biasa digunakan adalah elemen triangular atau quadrilateral yang bisa berupa elemen linear atau non-linear.
2. Penentuan bentuk fungsi aproksimasi, pada tahap ini ditentukan bentuk dari fungsi interpolasi, fungsi yang biasa digunakan adalah fungsi polinomial. Jumlah node pada tiap elemen dan syarat kontinuitas yang diperlukan pada batas elemen menentukan tingkat dari polinomial yang akan digunakan. Pada elemen segitiga dengan tiga titik nodal fungsi interpolasinya adalah fungsi linear atau polinomial tingkat 1. Sedangkan untuk enam titik nodal menggunakan fungsi polinomial tingkat 2 atau fungsi kuadratik.
3. Penghitungan properti elemen, fungsi interpolasi yang telah didapatkan pada tahap 2 disubstitusikan kembali pada persamaan-persamaan diferensial dan diproses untuk mendapatkan sistem persamaan linear yang merupakan properti dari elemen terkait. Beberapa cara yang dapat digunakan untuk mendapatkan persamaan linear tersebut antara lain pendekatan dirac, variasiional, residu berbobot dan keseimbangan energi.
4. Pembentukan sistem persamaan linear, pada tahap ini matriks-matriks elemen yang terbentuk digabungkan menjadi matriks global, dalam hal ini bisa berupa persamaan non-linear.
5. Pemecahan sistem persamaan linear, pada tahap ini matriks global yang dihasilkan pada tahap 4 dipecahkan.

6. *Post process* hasil, setelah solusi pada tahap 5 diperoleh, hasil yang ditampilkan berupa grafik kontur atau plot.



## **BAB 3. METODE PENELITIAN**

### **3.1 Jenis Penelitian**

Penelitian yang akan dilakukan merupakan suatu pemodelan untuk mendapatkan respon pergeseran statik data magnetotelurik 2D berdasarkan anomali konduktif dekat permukaan dengan menggunakan metode elemen hingga. Respon model berupa resistivitas semu dan fasa impedansi bumi sebagai fungsi frekuensi yang diperoleh dengan menyelesaikan persamaan Maxwell menggunakan metode elemen hingga. Model lapisan bumi berupa data nilai resistivitas yang bervariasi secara lateral dan vertikal. Penelitian ini diperoleh dari hasil perhitungan numerik, sehingga merupakan penelitian yang kuantitatif.

### **3.2 Waktu dan Tempat Penelitian**

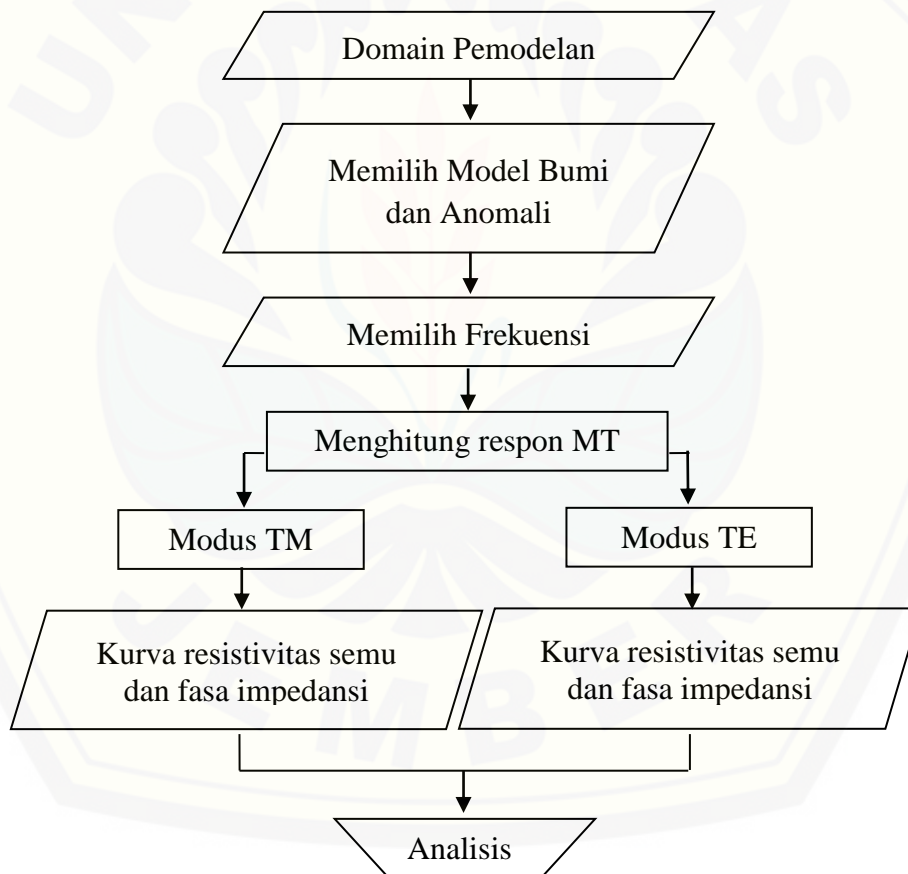
Penelitian ini dilakukan di Laboratorium Komputasi Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Jember. Penelitian ini dilakukan pada bulan Juli 2015 sampai dengan September 2015.

### **3.3 Tahap Penelitian**

Pada penelitian ini, untuk mendapatkan respon pergeseran statik modus TE dan modus TM pada data magnetotelurik 2D dilakukan dengan menggunakan metode elemen hingga untuk menyelesaikan persamaan Maxwell. Respon magnetotelurik yang diinginkan dapat dikerjakan menggunakan PC notebook dengan spesifikasi *Processor* Intel(R) Core(TM) i3-2330M CPU @2.20GHz 2.20GHz, *Memory* RAM 2GB, *VGA* 1GB (32-bit OS), dan *Hard Disk* 500GB. Validasi program pemodelan yang akan dijalankan pada penelitian ini merujuk pada penelitian yang telah dilakukan oleh Supriyadi (2012) yaitu pemodelan elemen hingga respon MT 2D modus TM dengan memperhitungkan efek



topografi dan Mukaromah (2013) yang memodelan respon MT 2D modus TE dengan menggunakan metode elemen hingga pada bumi tanpa topografi. Kedua penelitian tersebut menunjukkan hasil kurva TE dan TM dari bumi homogen yang sudah sesuai, yaitu resistivitas semu bernilai mendekati nilai yang diberikan pada model sebesar 100 dan fasa impedansi di permukaan mendekati  $45^\circ$ . Sehingga dengan demikian kedua program tersebut dapat dijadikan rujukan untuk program pemodelan yang akan dijalankan dalam penelitian ini. Untuk mendapatkan respon magnetotelurik tersebut terdapat pada diagram alir gambar 3.1.



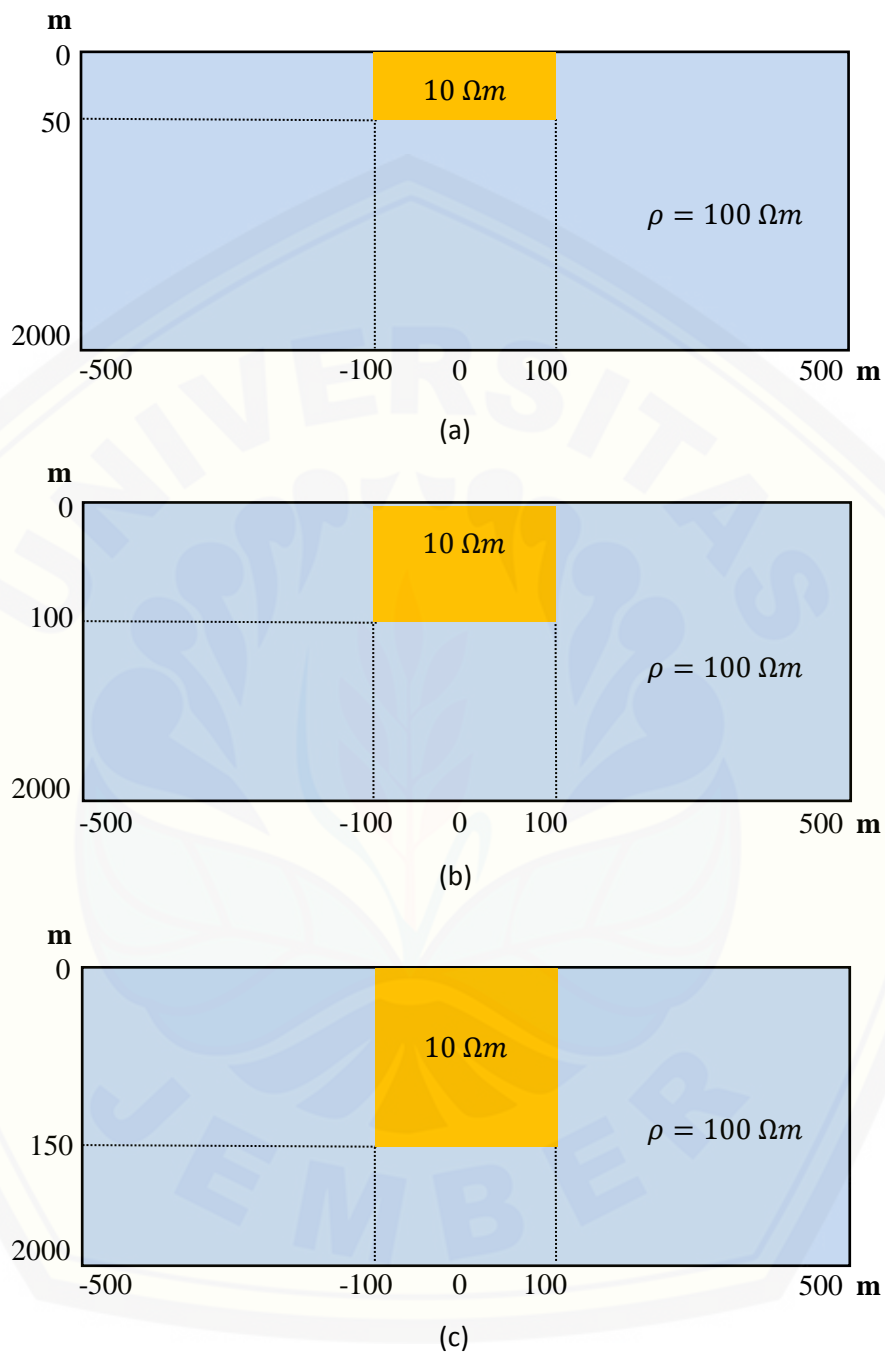
Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian

### 3.3.1 Domain Pemodelan

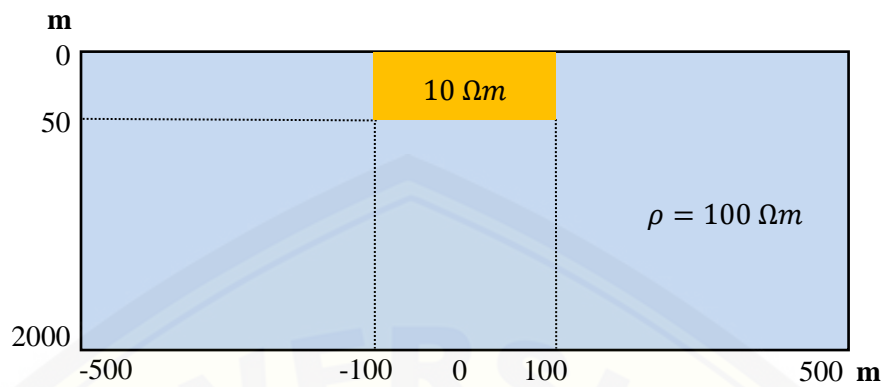
Domain dalam penelitian ini merupakan bumi dalam arah vertikal (sumbu z) dan horizontal (sumbu x). Domain pemodelan untuk model bumi berlapis yang digunakan dibuat agar mendekati kondisi sesungguhnya dengan dimensi lateral 5000 m dalam arah kanan (sumbu x positif) dan 5000 m dalam arah kiri (sumbu x negatif), selanjutnya dimensi vertikal mencapai 35000 m untuk arah ke bawah (sumbu z positif) sebagai kedalaman permukaan bumi. Domain pemodelan disesuaikan berdasarkan pembentukan elemen triangular yang digunakan dalam penelitian ini.

### 3.3.2 Pemilihan Model Bumi dan Anomali

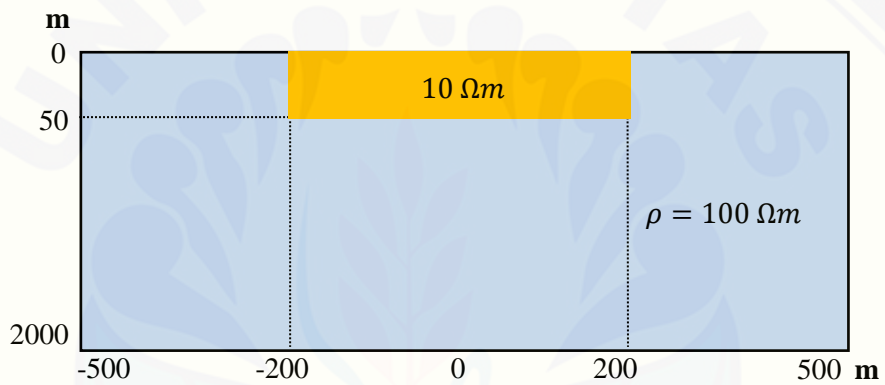
Penelitian ini menggunakan model bumi dengan topografi datar, sehingga permukaan bumi dianggap sebagai garis datar. Selanjutnya model bumi yang digambarkan berupa lapisan-lapisan yang ada di bawah permukaan bumi, berdasarkan konduktivitas dan struktur bawah permukaan bumi. Pada penelitian ini untuk menguji pemodelan digunakan model bumi berlapis seperti pada gambar 3.6. Pada model bumi berlapis yang digunakan terdapat 5 lapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda, lapisan pertama memiliki nilai  $\rho = 100 \Omega\text{m}$  pada kedalaman 0 m - 2000 m, lapisan kedua memiliki nilai  $\rho = 5 \Omega\text{m}$  pada kedalaman 2000 m - 4500 m, lapisan ketiga memiliki nilai  $\rho = 25 \Omega\text{m}$  pada kedalaman 4500 m - 9000 m, lapisan keempat memiliki nilai  $\rho = 100 \Omega\text{m}$  pada kedalaman 9000 m - 18000 m, dan lapisan kelima memiliki nilai  $\rho = 2000 \Omega\text{m}$  pada kedalaman 18000 m - 35000 m. Sedangkan model anomali yang digunakan adalah seperti pada gambar 3.2 - 3.5. Model anomali konduktif yang digunakan divariasikan berdasarkan ketebalan anomali, panjang anomali, panjang dan tebal anomali, dan anomali konduktif yang diselubungi anomali resistif. Pada setiap variasi anomali konduktif terdapat tiga model.



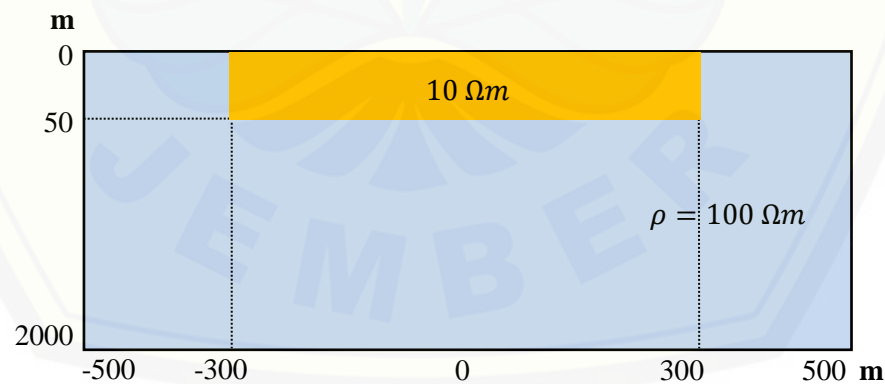
Gambar 3.2 Model bumi anomali dengan variasi ketebalan anomali (arah ke bawah), (a) 50m, (b) 100m, (c) 150m dengan resistivitas anomali  $\rho = 10 \Omega m$  dan kedalaman anomali terhadap permukaan bumi adalah konstan.



(a)

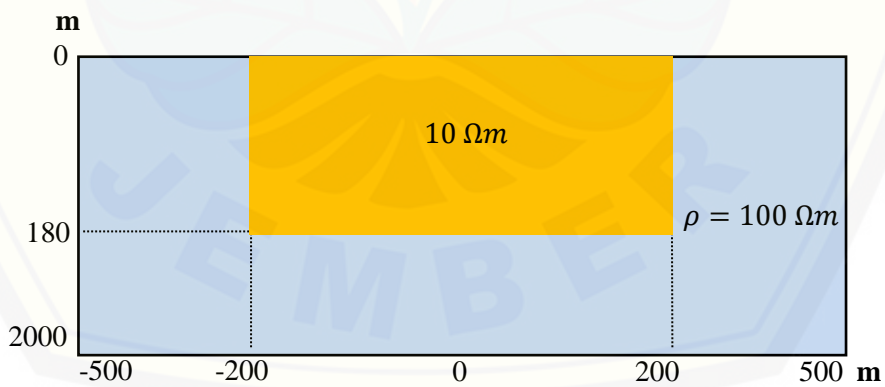
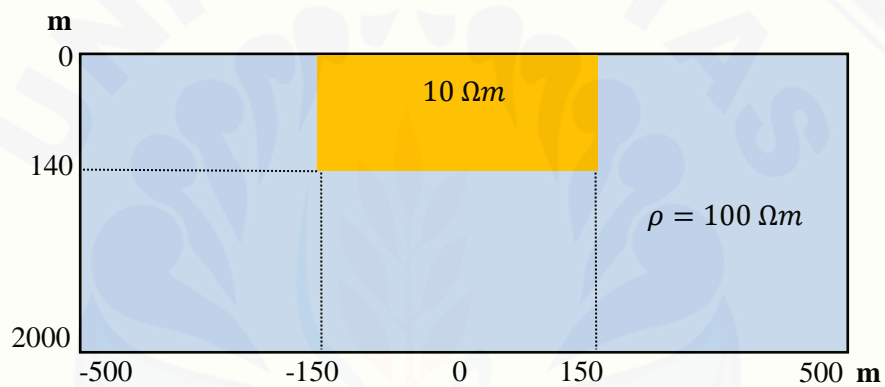
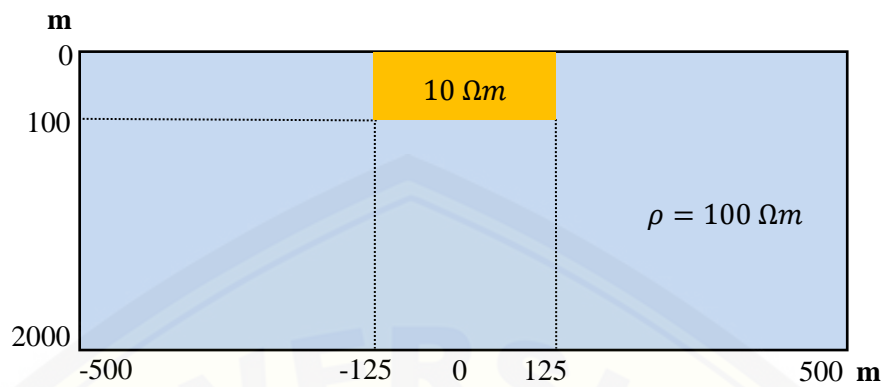


(b)

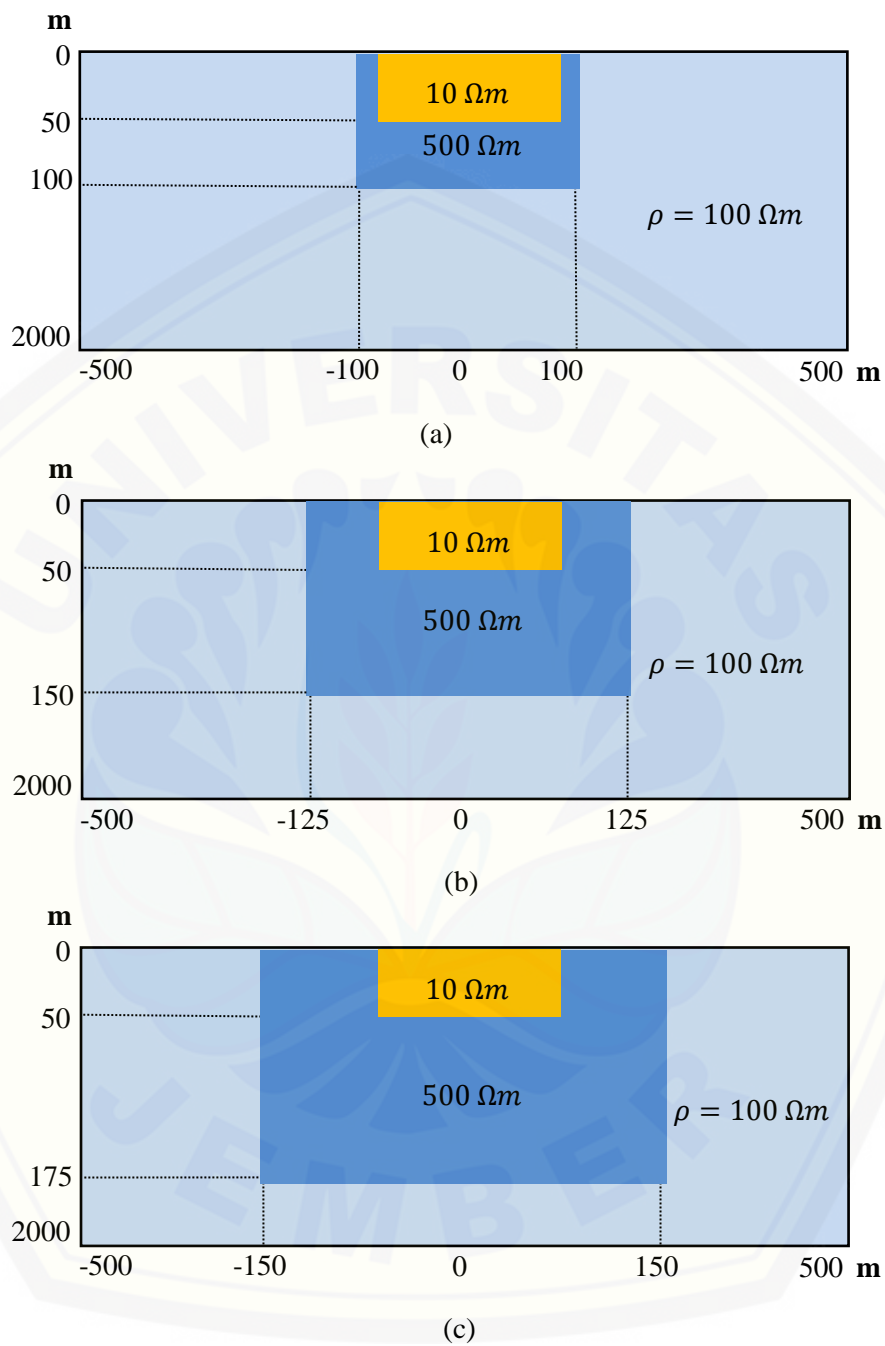


(c)

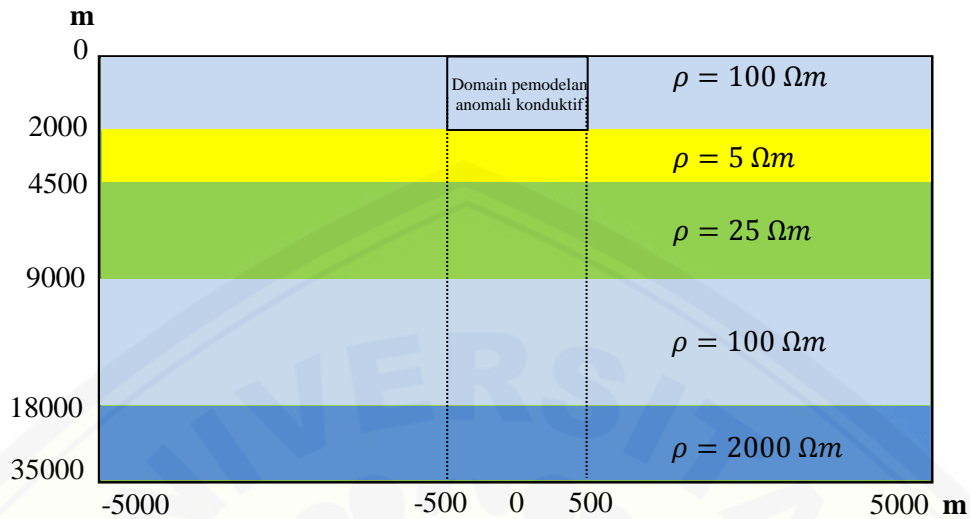
Gambar 3.3 Model bumi anomali dengan variasi pertambahan panjang anomali (arah lateral), (a) 200 m, (b) 400 m, (c) 600 m dengan resistivitas anomali  $\rho = 10 \Omega m$  dan kedalaman anomali terhadap permukaan bumi adalah konstan.



Gambar 3.4 Model bumi anomali dengan variasi panjang dan ketebalan anomali, (a) 250 m x 100 m, (b) 300 m x 140 m, (c) 400 m x 180 m dengan resistivitas anomali  $\rho = 10 \Omega m$  dan kedalaman anomali terhadap permukaan bumi adalah konstan.



Gambar 3.5 Model bumi anomali dengan variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \Omega m$ ) diselubungi anomali resistif ( $\rho = 500 \Omega m$ ), anomali resistif berukuran (a) 200 m x 100 m, (b) 250 m x 150 m, (c) 300 m x 175 m dengan anomali konduktif berukuran konstan 75 m x 50 m dan kedalaman anomali terhadap permukaan bumi adalah konstan.



Gambar 3.6 Model bumi berlapis dan domain pemodelan anomali.

### 3.3.3 Pemilihan Frekuensi

Besar frekuensi yang diberikan pada pemodelan dalam penelitian ini adalah pada frekuensi 0,1 Hz; 0,5 Hz; 1 Hz; 5 Hz; 10 Hz; 50 Hz; dan 100 Hz. Variasi frekuensi yang digunakan disesuaikan dengan alat MT yang digunakan di lapang. Variasi frekuensi dalam pemodelan dilakukan agar kurva yang dihasilkan dapat dengan mudah untuk dianalisa.

### 3.3.4 Menghitung Respon MT 2D

Nilai resistivitas pada model bumi digunakan sebagai input untuk menyelesaikan persamaan diferensial Maxwell orde dua dalam modus TE dan TM. Nilai resistivitas tersebut terlebih dahulu dikonversikan menjadi nilai konduktivitas menggunakan persamaan 3.1

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (3.1)$$

persamaan tersebut menunjukkan bahwa nilai konduktivitas suatu benda berbanding terbalik dengan nilai resistivitasnya (Griffiths, 1999). Nilai

konduktivitas yang didapat dimasukkan kedalam model bumi dan digunakan sebagai input pada persamaan MT 2D modus TE dan TM pada persamaan (2.24), (2.32), (2.33) dan (2.25), (2.37), (2.39), resistivitas semu dapat dihitung menggunakan persamaan (2.36) dan (2.41), dan fasa impedansinya dapat dihitung menggunakan persamaan (2.28).

### 3.3.5 Kurva Resistivitas Semu dan Fasa Impedansi

Kurva yang dihasilkan dalam penelitian pemodelan ini didapatkan dari *running data* pada *personal computer* dengan menggunakan *software*. Kurva yang dihasilkan berupa kurva resistivitas semu dan kurva fasa impedansi pada modus TE dan modus TM. Selanjutnya kurva dari modus TE dan modus TM pada frekuensi tertentu akan digabungkan untuk dianalisis.

## 3.4 Analisa Data

Kurva resistivitas semu dan fasa impedansi modus TE dan TM yang telah dihasilkan dalam penelitian pemodelan ini dibandingkan dan dianalisis untuk kemungkinan terjadinya pergeseran statik. Indikator untuk kurva yang mengalami pergeseran statik adalah terjadinya pergeseran ke atas maupun ke bawah pada kurva yang menunjukkan resistivitas semu dan fasa impedansi. Parameter yang dibandingkan adalah respon frekuensi, perubahan ukuran anomali pada setiap variasi model anomali dan susunan anomali terhadap pergeseran statik yang terjadi.



## BAB 5. PENUTUP

### 5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil dan analisis dalam penelitian, maka didapatkan kesimpulan sebagai berikut:

1. Pemodelan pergeseran statik data MT 2D pada kasus anomali konduktif dekat permukaan dengan menggunakan metode elemen hingga mendapatkan respon pemodelan berupa kurva resistivitas semu dan kurva fasa impedansi dalam modus TE dan TM. Karakteristik pergeseran statik yang terjadi bervariasi dipengaruhi oleh tingkat ketebalan anomali konduktif, panjang anomali konduktif, panjang dan tebal anomali konduktif, dan juga anomali konduktif dengan selubung anomali resistif. Nilai frekuensi yang digunakan dan tingkat konduktivitas lapisan bumi berpengaruh terhadap penetrasi gelombang EM, sehingga dapat berpengaruh terhadap nilai resistivitas semu dan fasa impedansi yang didapatkan.
2. Pada frekuensi 0,1 Hz – 1 Hz pergeseran statik hanya terjadi pada kurva resistivitas semu modus TM, sedangkan pada frekuensi 5 Hz – 100 Hz pergeseran statik terjadi pada kurva resistivitas semu modus TE dan TM. Pada model anomali konduktif dekat permukaan dengan selubung anomali resistif memiliki hasil yang sedikit berbeda, yaitu pada frekuensi 0,1 Hz – 5 Hz pergeseran statik hanya terjadi pada kurva resistivitas semu modus TM, sedangkan pada frekuensi 10 Hz – 100 Hz pergeseran statik terjadi pada kurva resistivitas semu modus TE dan TM. Namun perubahan ukuran anomali konduktif dalam setiap variasi model anomali konduktif dekat permukaan dan perubahan ukuran selubung anomali resistif tidak terlalu berpengaruh terhadap tingkat pergeseran yang terjadi.

3. Semua kurva fasa impedansi dengan frekuensi rendah 0,1 Hz cenderung tidak mengalami pergeseran statik, namun pada model anomali konduktif dengan selubung anomali resistif pada frekuensi 0,5 Hz–1 Hz juga cenderung tidak mengalami pergeseran statik, kurva fasa impedansi yang tidak mengalami pergeseran statik tersebut dapat dijadikan sebagai acuan untuk melakukan koreksi terhadap kurva resistivitas semu yang mengalami pergeseran statik.

## 5.2 Saran

Saran yang dapat diberikan berdasarkan pemodelan pergeseran statik data MT 2D menggunakan metode elemen hingga yang telah dilakukan adalah perlu adanya pengembangan pada model anomali konduktif dekat permukaan yang digunakan dengan disesuaikan pada keadaan lapang yang riil. Selanjutnya besar frekuensi yang digunakan dapat disesuaikan dengan model untuk jangkauan kedalaman yang lebih dalam. Selain itu untuk penelitian lebih lanjut dapat dilakukan koreksi untuk kurva yang mengalami pergeseran statik.

**DAFTAR PUSTAKA**

**Buku**

- Cook, D. R. 1998. *Konsep dan Aplikasi Metode Elemen Hingga*. Bandung: PT Refika Aditama.
- Dobrin, B. M. dan Savit, H. C. 1988. *Intoduction to Geophysical Prospecting Fourth Edition*. Singapore: McGraw-Hill.
- Griffiths, D. J. 1999. *Introduction to Electrodynamics 3rd*. USA: Practice-Hall.
- Jiracek, G. R. (Tanpa Tahun). *The Magnetotelluric Methods*. San Diego: San Diego State University.
- Jiracek, G. R. 1988. *Near-Surface and Topographic Distortions in Electromagnetic Induction*. San Diego: San Diego State University.
- Kosasih, B. P. 2012. *Teori dan Aplikasi Methode Elemen Hingga*. Yogyakarta: Penerbit Andi.
- Kauffman, A. dan Keller, G. V. 1981. *The Magnetotelluric Sounding Method*. Amsterdam: Elsevier.
- Nabighian, M. N. 1997. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-theory Volume 1*. USA: Society of Exploration Geophysics.
- Naidu, G. D. 2012. *Magnetotellurics: Basic Theoretical Concepts*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Simpson, F. dan Bahr, K. 2005. *Practical Magnetotelluric*. UK, Cambridge: Syndicate Press.
- Telford, M. W., Geldart, P. L. dan Sheriff, E. R. 2004. *Applied Geophysics Second Edition*. New York: Cambridge University.
- Unsworth, M. 2007. *Magnetotellurics*. Canada: University of Alberta.

### Skripsi

- Sulistyo, A. 2011. "Koreksi Pergeseran Statik Data Magnetotellurik Menggunakan Metode Geostatik, Perata-rataan, dan Time domain Electromagnetic." Tidak Diterbitkan. Skripsi. Depok: Universitas Indonesia.
- Mukaromah, T. 2013. "Pemodelan Magnetotellurik 2D dengan Metode Elemen Hingga." Tidak Diterbitkan. Skripsi. Jember: Universitas Jember.

### Tesis

- Srigutomo, W. 1997. "Pemodelan Elektromagnetik 2D Menggunakan Metode Elemen Hingga Untuk Kasus Arus Alami dan Sumber Arus Garis." Tidak Diterbitkan. Tesis. Bandung: ITB.
- Supriyadi. 2012. "Pemodelan Elemen Hingga Respon Magnetotellurik 2D Modus Transverse Magnetic (TM) dengan Memperhitungkan Efek Topografi." Tidak Diterbitkan. Tesis. Bandung: ITB.

### Jurnal

- Cagniard, L. 1953. Basic Theory of The Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting. *Jurnal Geophysics*. **30**: 605-635.
- Jones, A. G. 1998. Static Shift of Magnetotelluric Data and Its Removal in a Sedimentary Basin Environment. *Jurnal Geophysics*. **53**: 967-978.
- Pellerin, L. dan Hohmann, G. W. 1990 Transient Electromagnetic Inversion: A Remedy for Magnetotelluric Static Shift. *Jurnal Geophysics*. **55**: 1242-1250.
- Rao, C. K. 2012. Magnetotelluric Method: A Tool for Deep Crustal Study. Hyderabad. 068.
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C. dan Pellerin, L. 1988. Correction for The Static Shift in Magnetotellurics Using Electromagnetic Soundings. *Jurnal Geophysics*. **53**: 1459-1468.
- Tietze, K., Ritter, O. Dan Weckmann, U. 2009. Substitute models for static shift in 2D. Schmucker – Weidelt - Kolloquium für Elektromagnetische Tiefenforschung, Heimvolkshochschule am Seddiner See. **23**: 97-101.
- Tikhonov, A. N. 1950. The Determination of The Electrical of Deep Layers of The Earth's Crust. Dokl Acad Nauk. **73**: 295-297.

Tong, Xiao-zhong, LIU Jian-xin, XIE Wei, XU Lin-hua, and GUO Rong-wen. 2009. Three-dimensional Forward Modeling for Magnetotelluric Sounding by Finite Element Method. *J. Cent. South Univ. Technol.* **16**: 136-142.

Vozoff, K. 1972. The Magnetotelluric Method in The Exploration of Sedimentary Basins. *Jurnal Geophysics.* **37**: 98-141.

Vozoff, K. 1991. The Magnetotellurics Method in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. *Jurnal Application. Soc. Expl. Geophysics.* **2**.

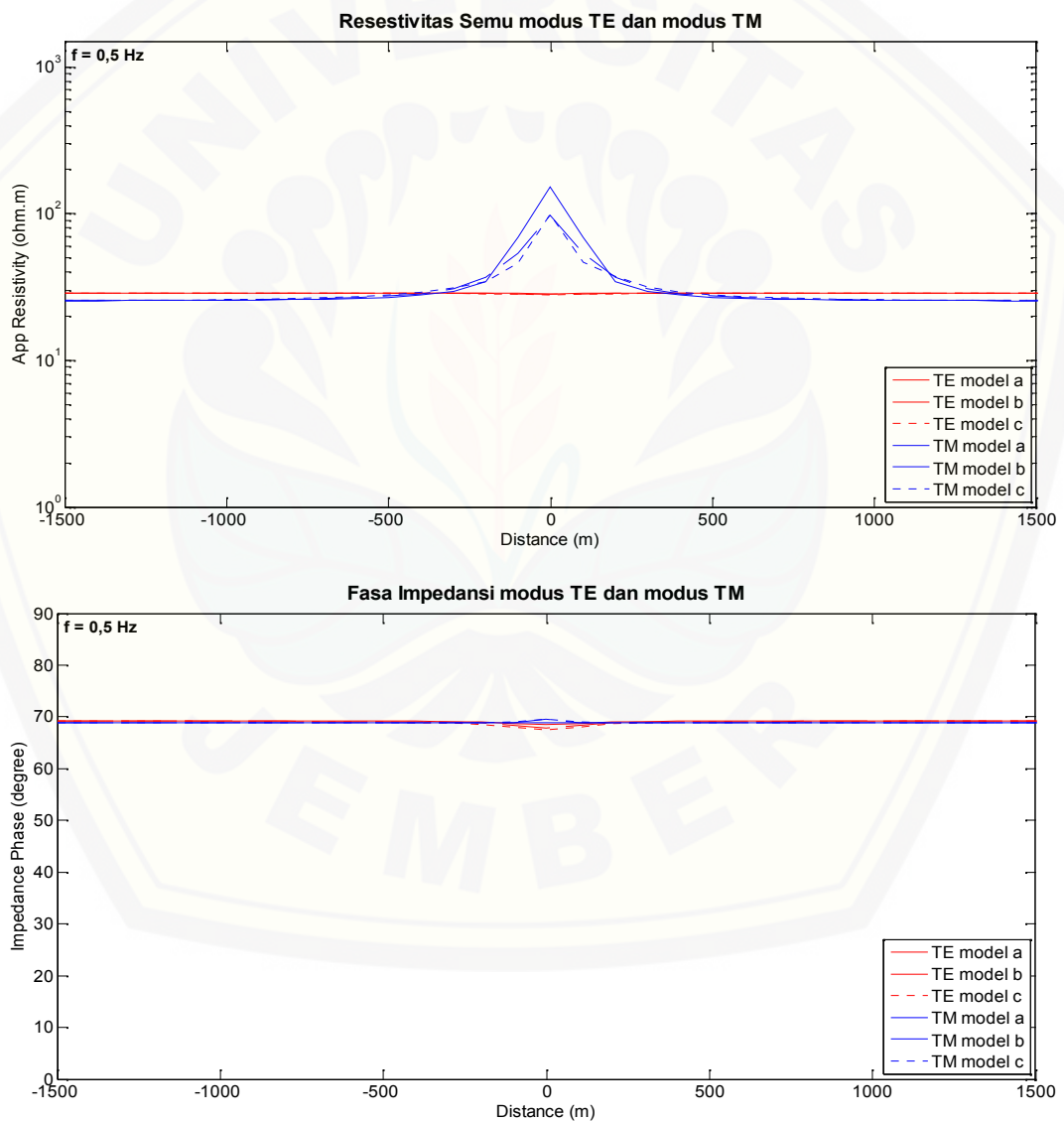
#### **Internet**

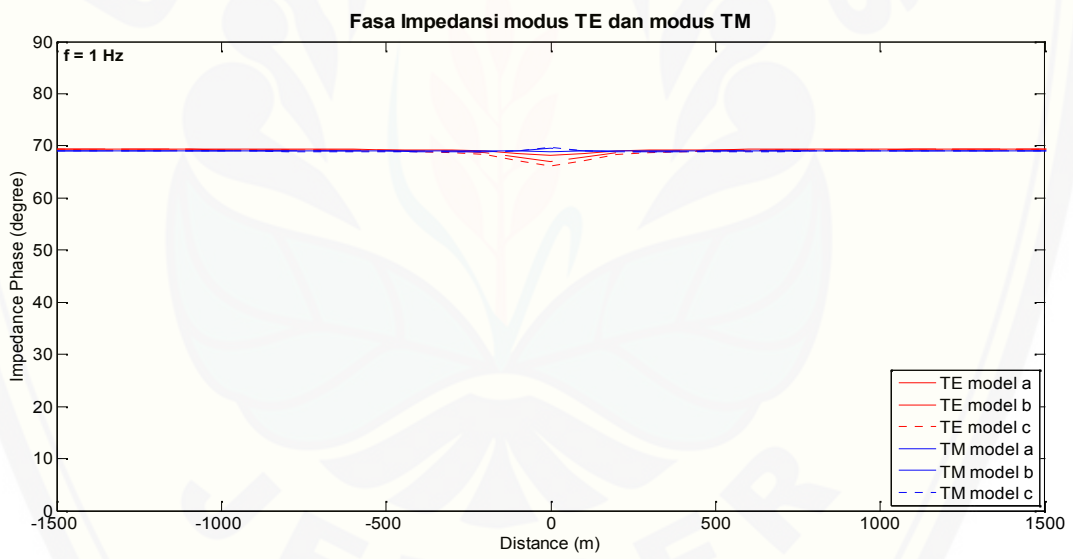
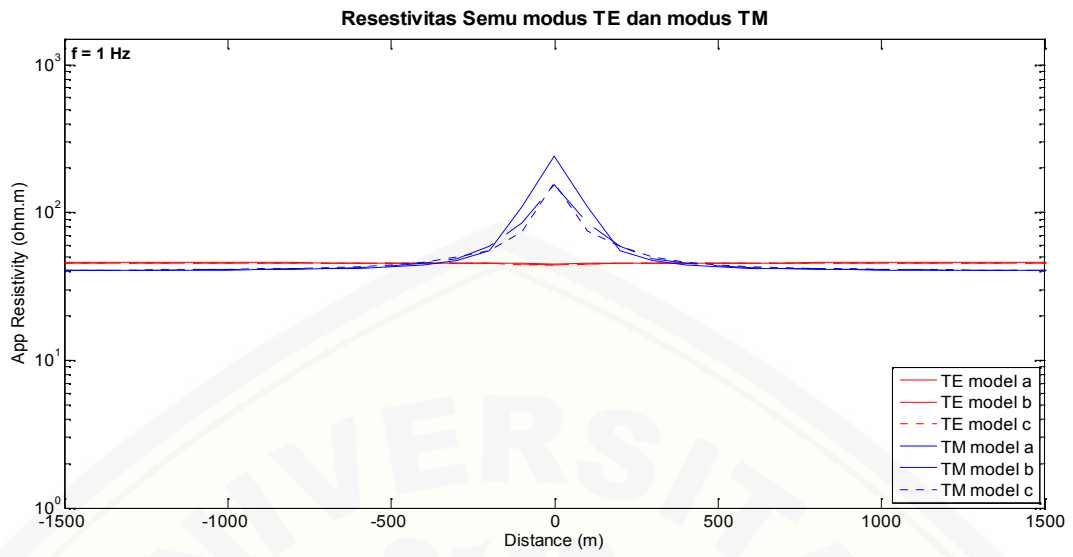
Endorgan, Erhan dan Candansayar, E. 2013. Two Dimensional Magnetotelluric Modeling Using Finite Element Method and Parallel Impedantion. [serialonline]. [www.21emiw.com/LiteratureRetrieve.aspx?ID=114383](http://www.21emiw.com/LiteratureRetrieve.aspx?ID=114383). [21 April 2015].

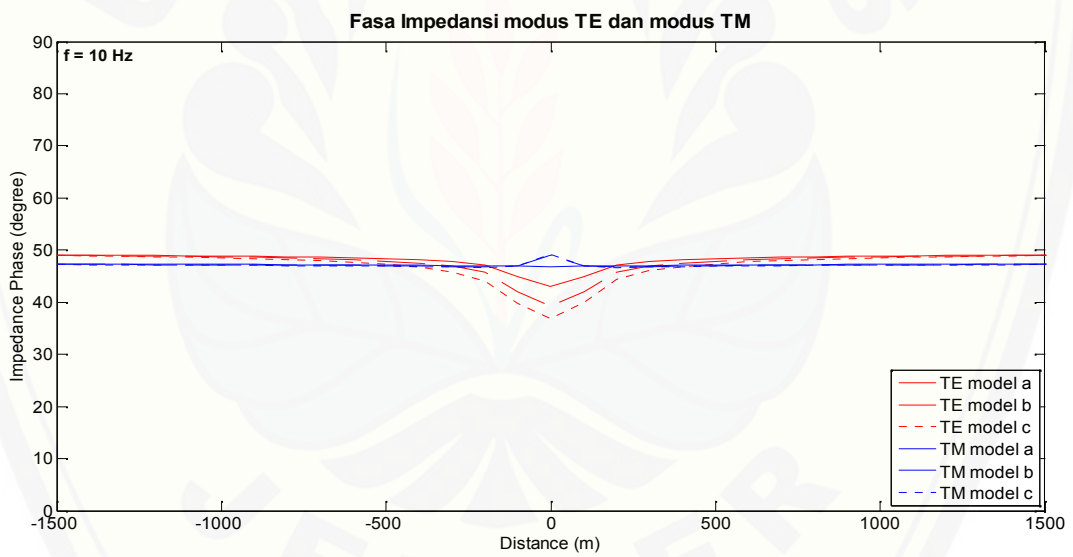
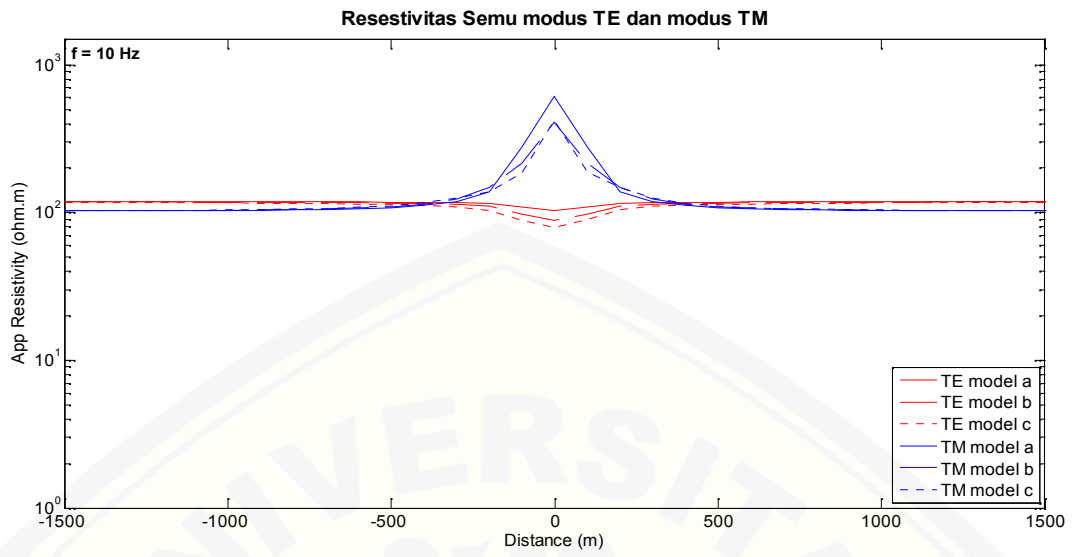
LAMPIRAN

**A. Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi (modus TE dan modus TM) berdasarkan model bumi dengan variasi ketebalan anomali konduktif dekat permukaan ( $t = 10$  m)**

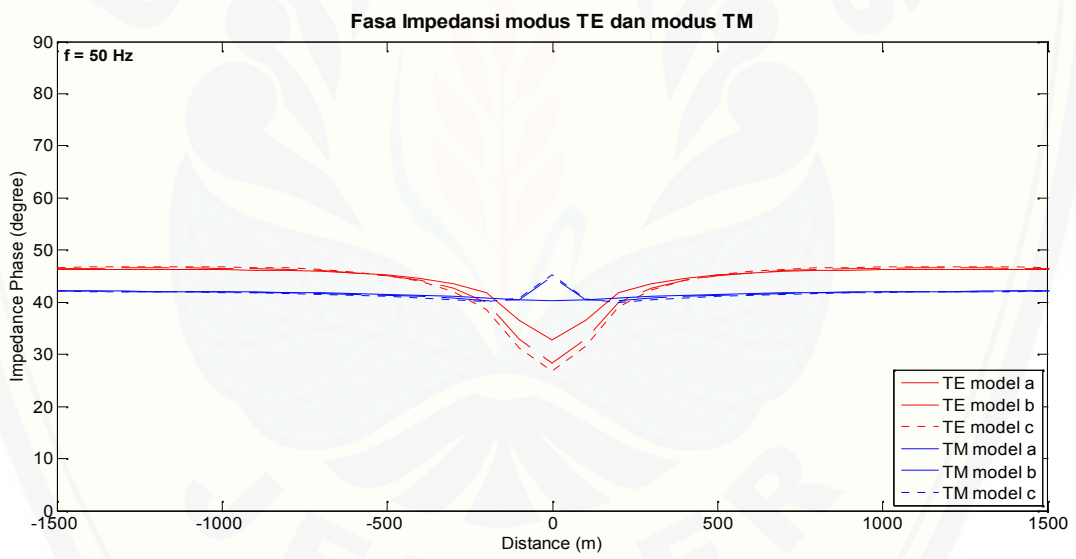
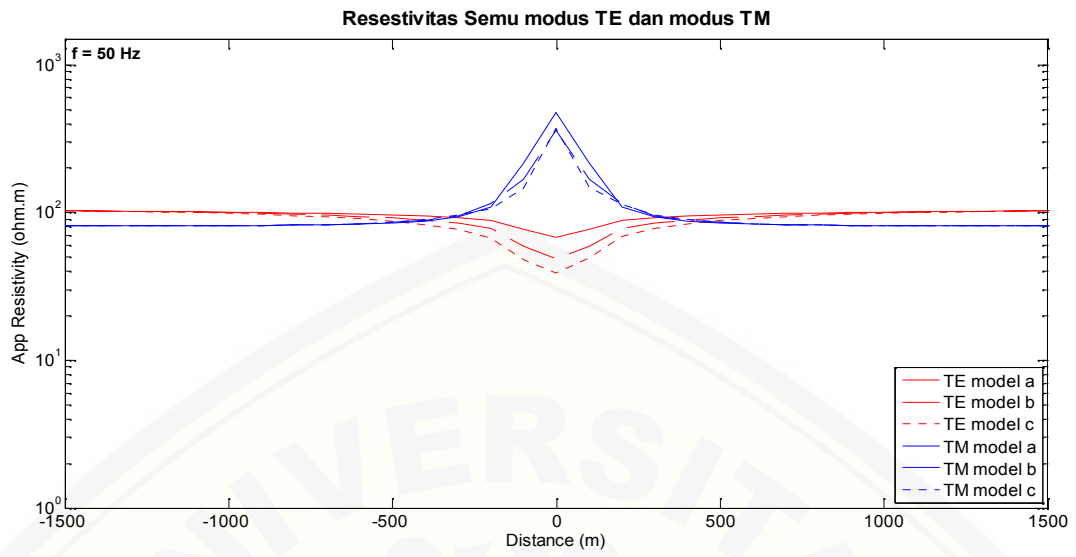
A.1 Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi pada setiap frekuensi



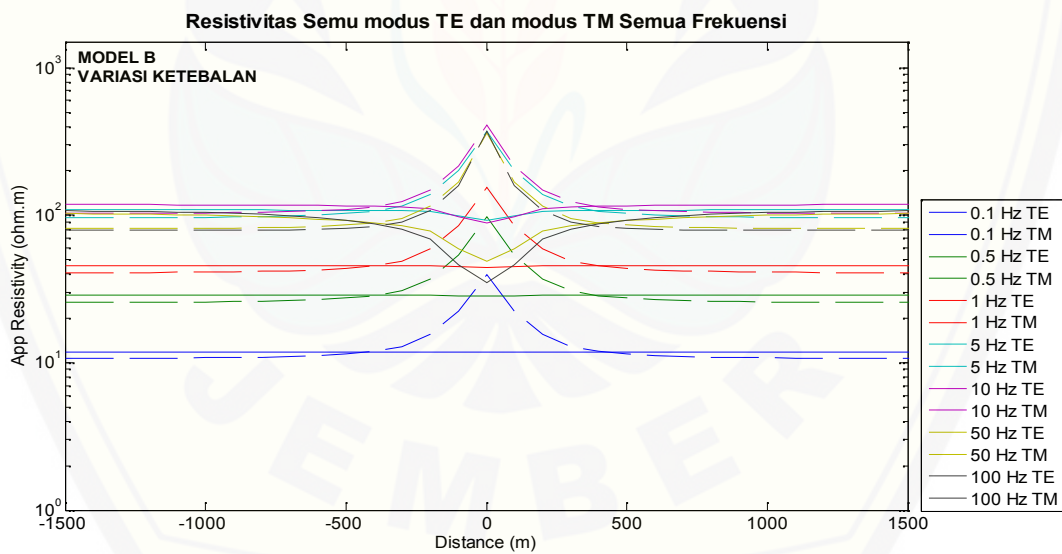
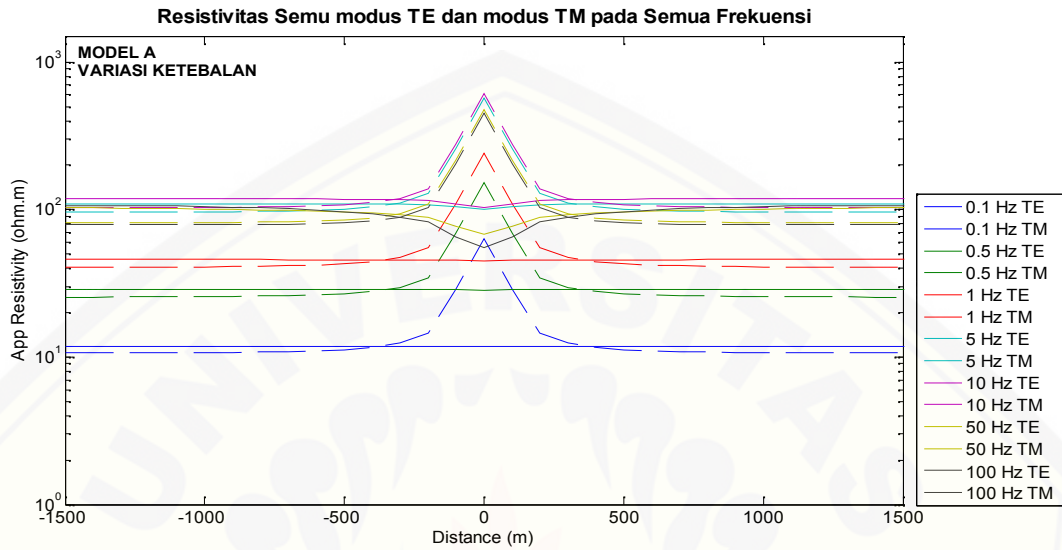


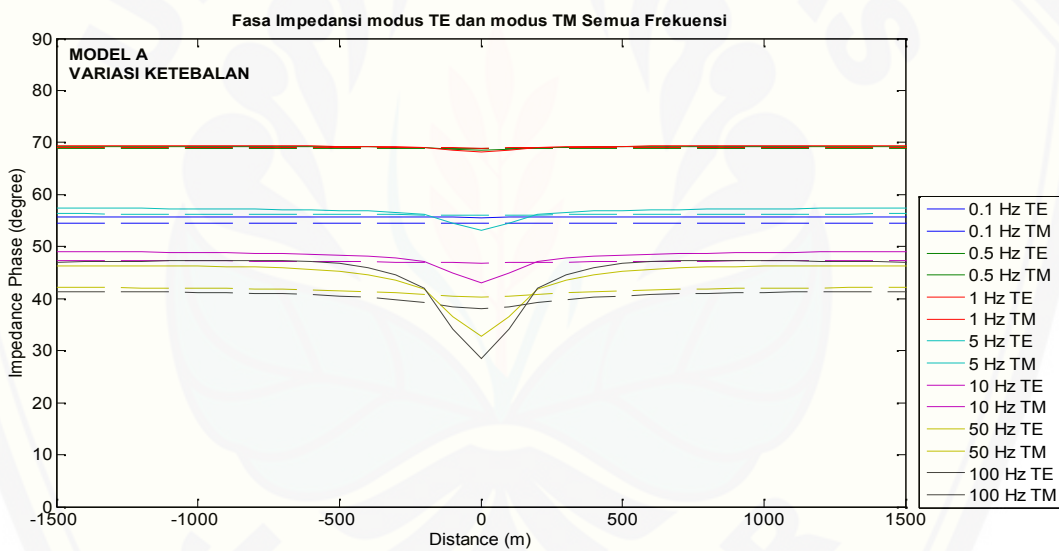
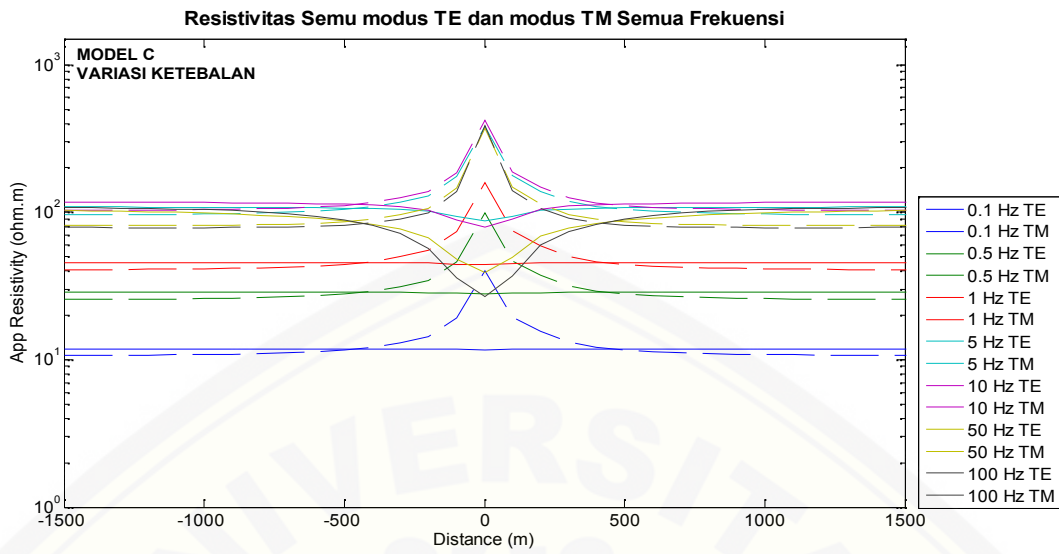


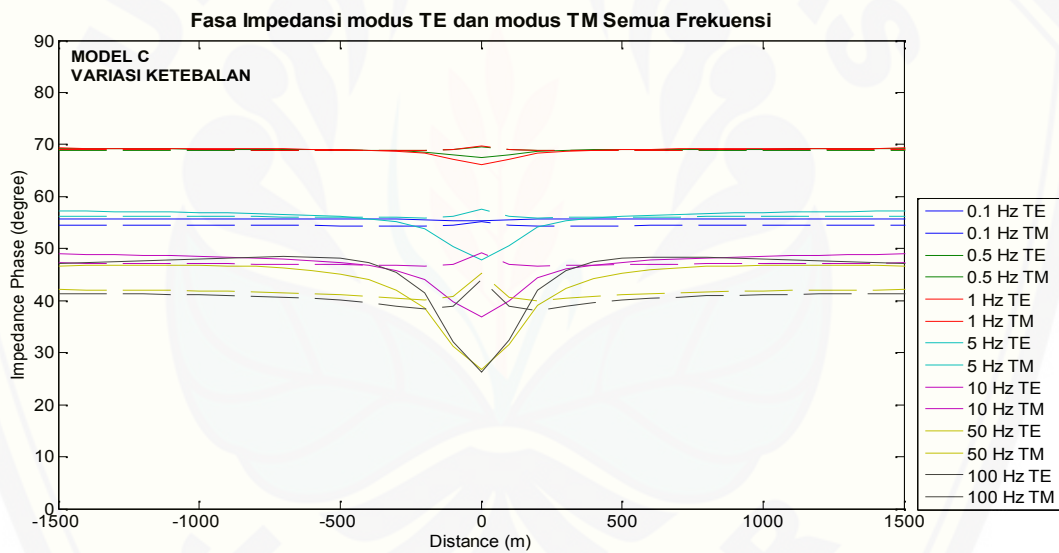
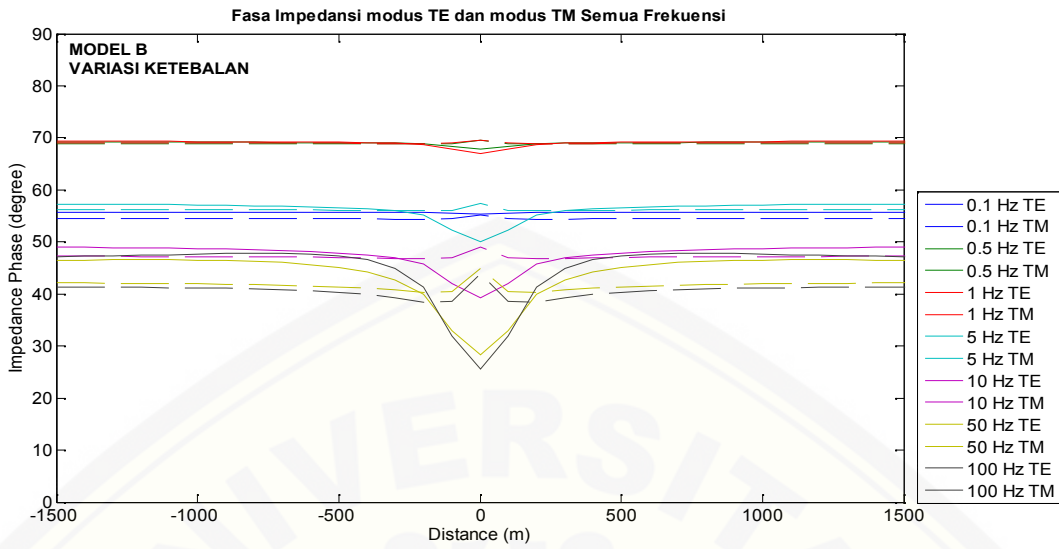




A.2 Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi semua frekuensi pada setiap model anomali dalam variasi anomali konduktif dekat permukaan

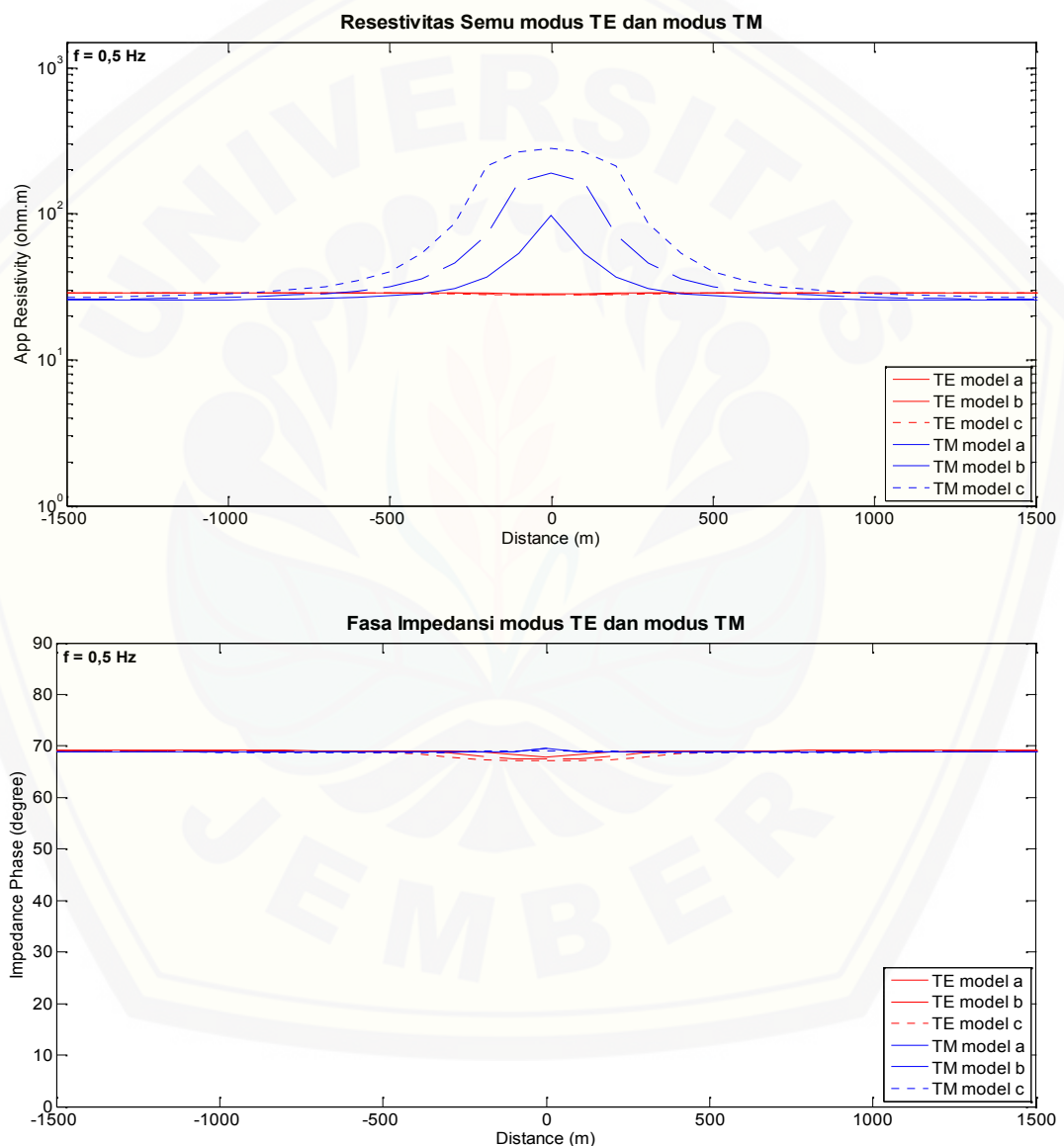


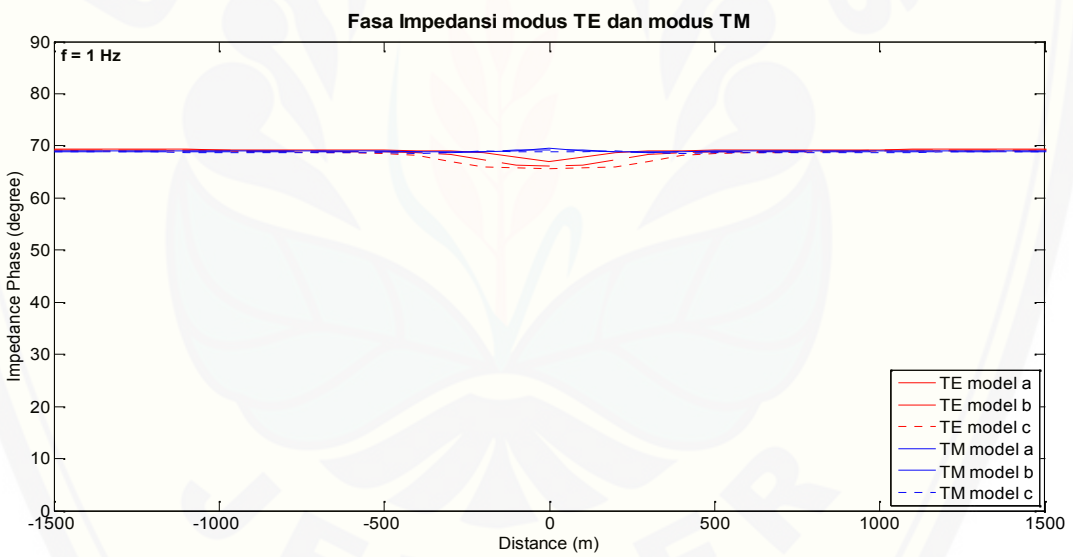
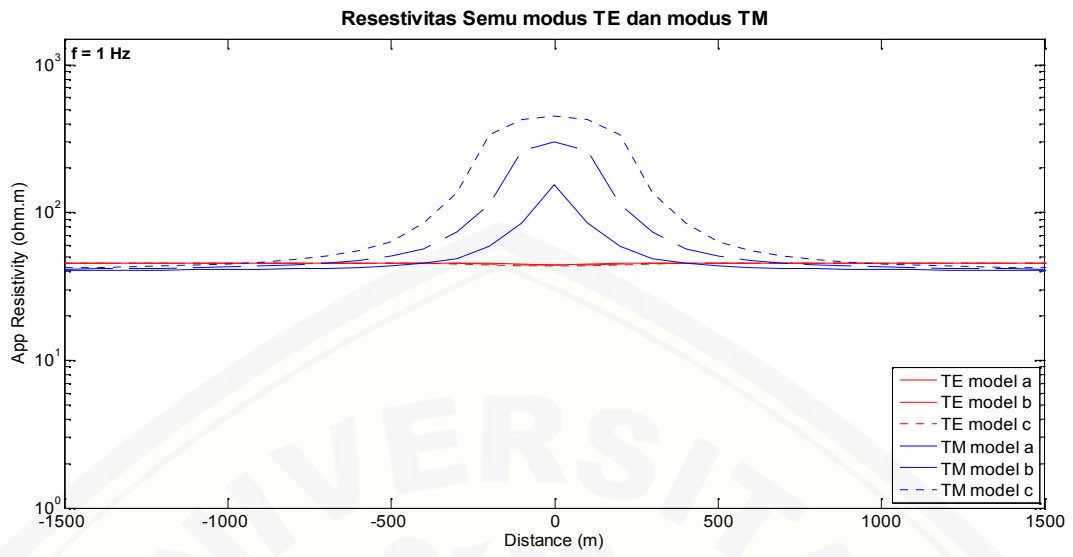


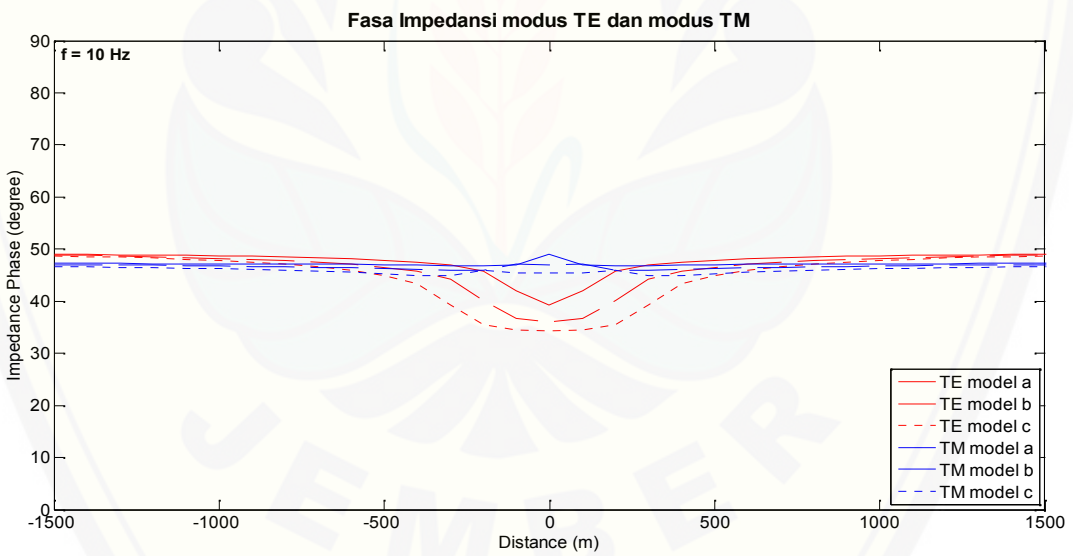
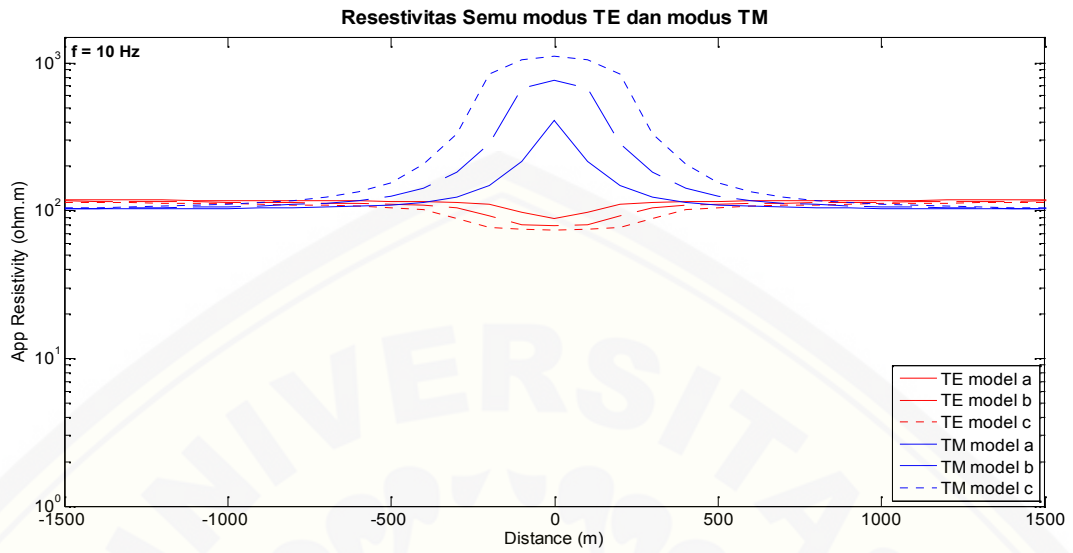


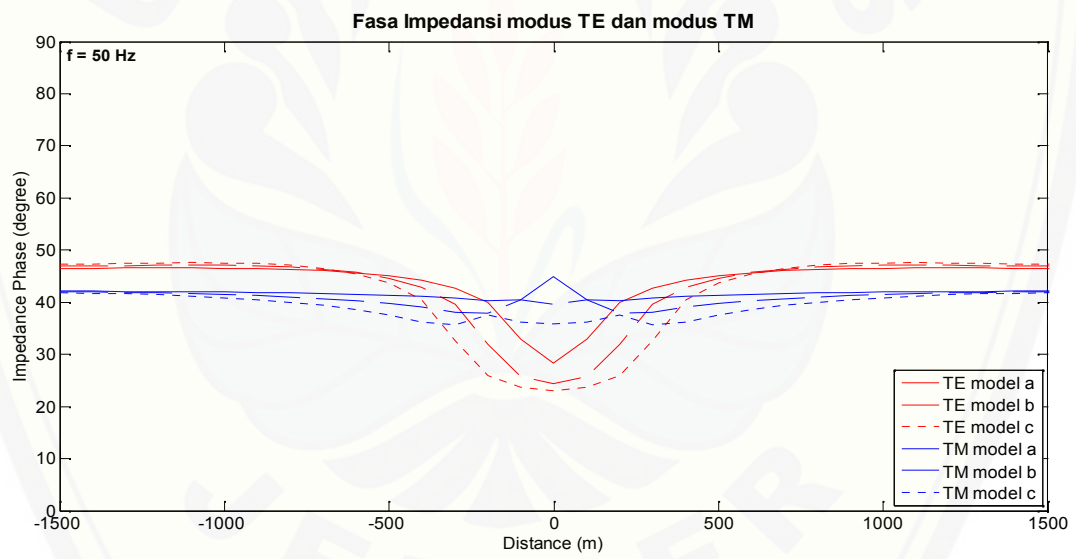
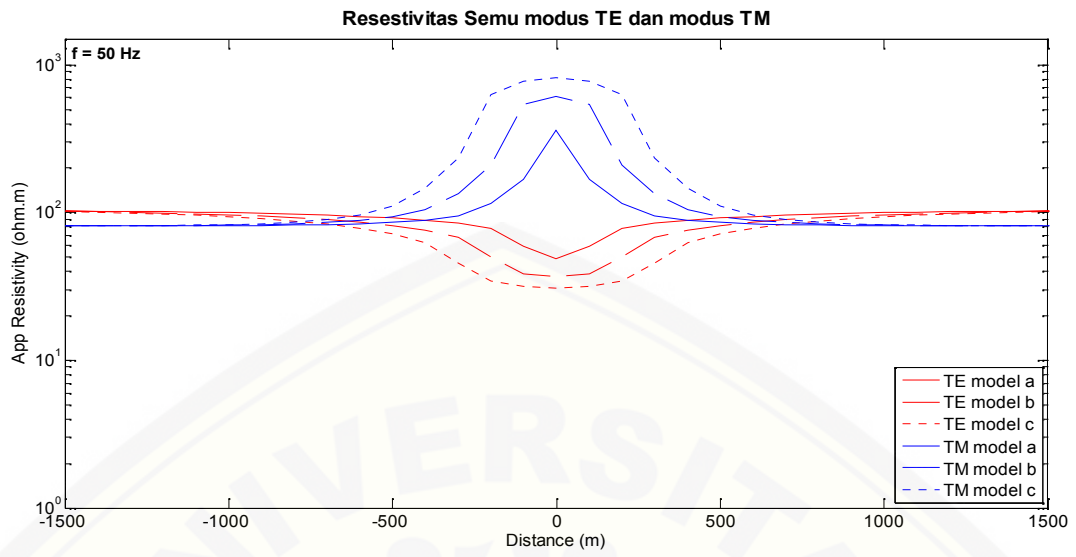
**B. Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi (modus TE dan modus TM) berdasarkan model bumi dengan variasi panjang anomali konduktif dekat permukaan ( $\delta = 10$  m)**

**B.1 Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi pada setiap frekuensi**



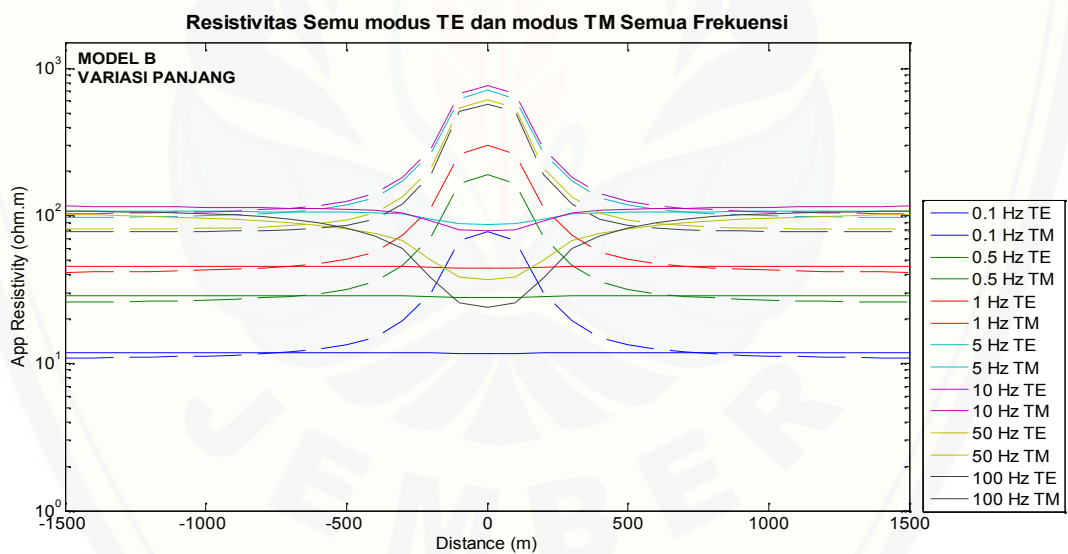
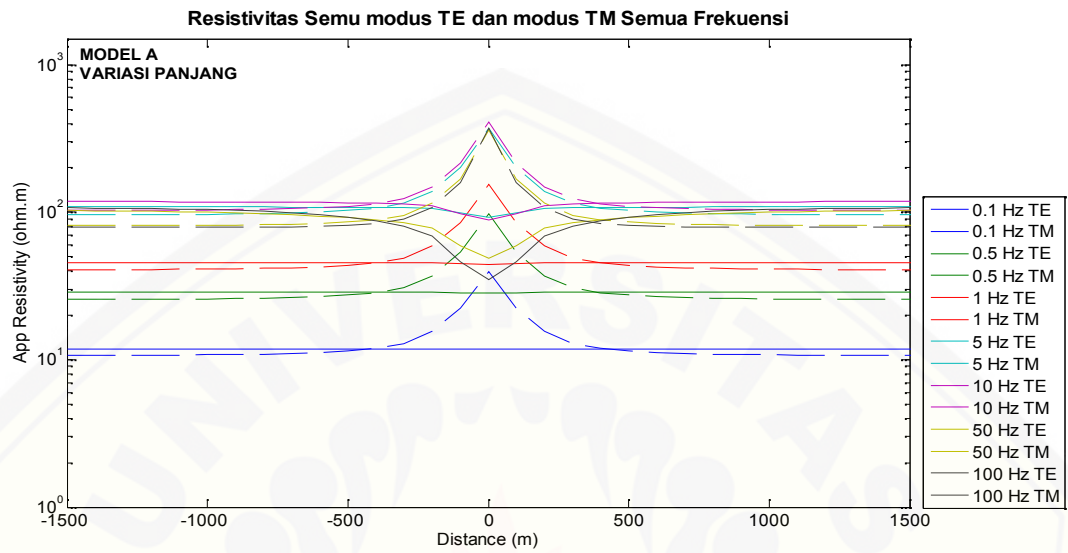


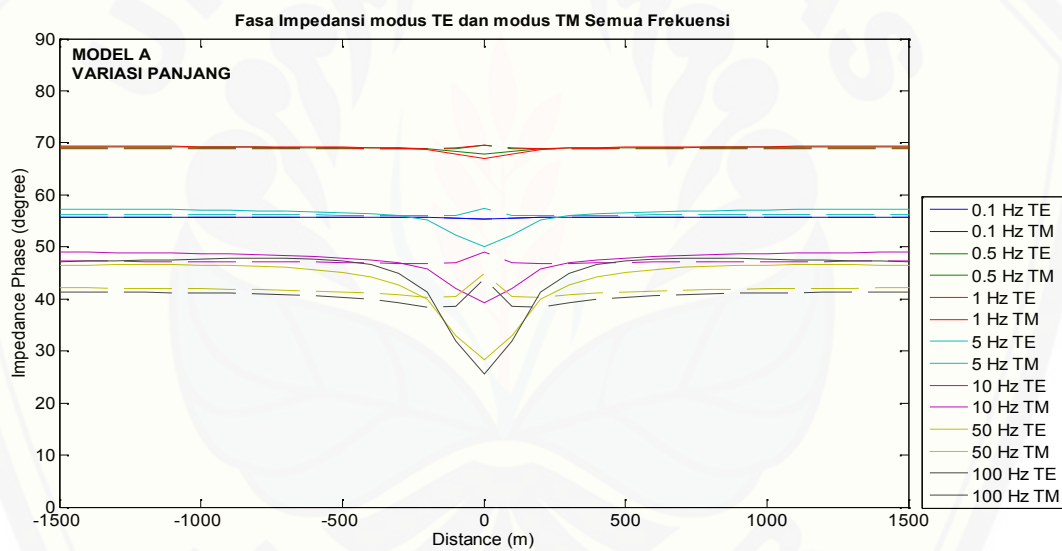
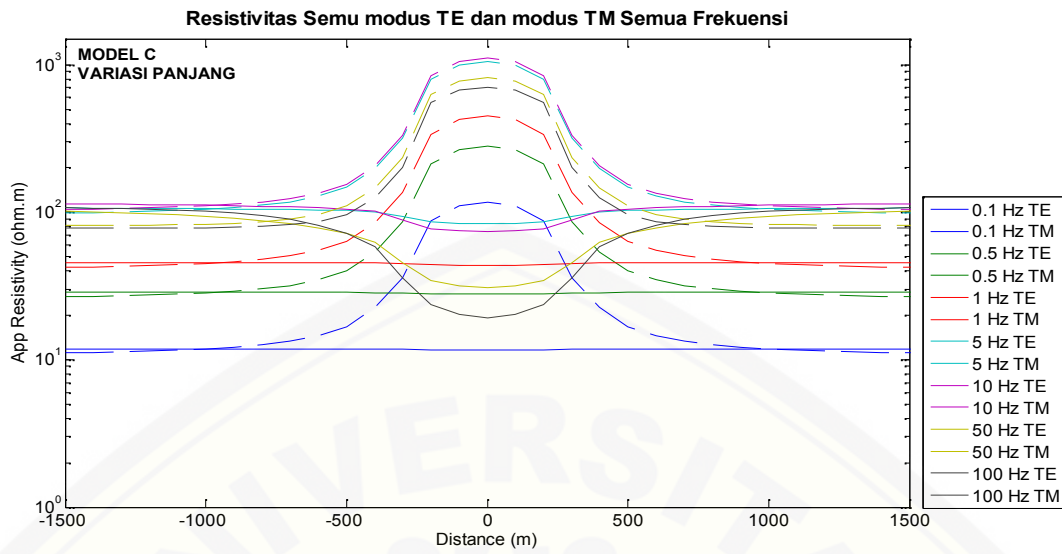


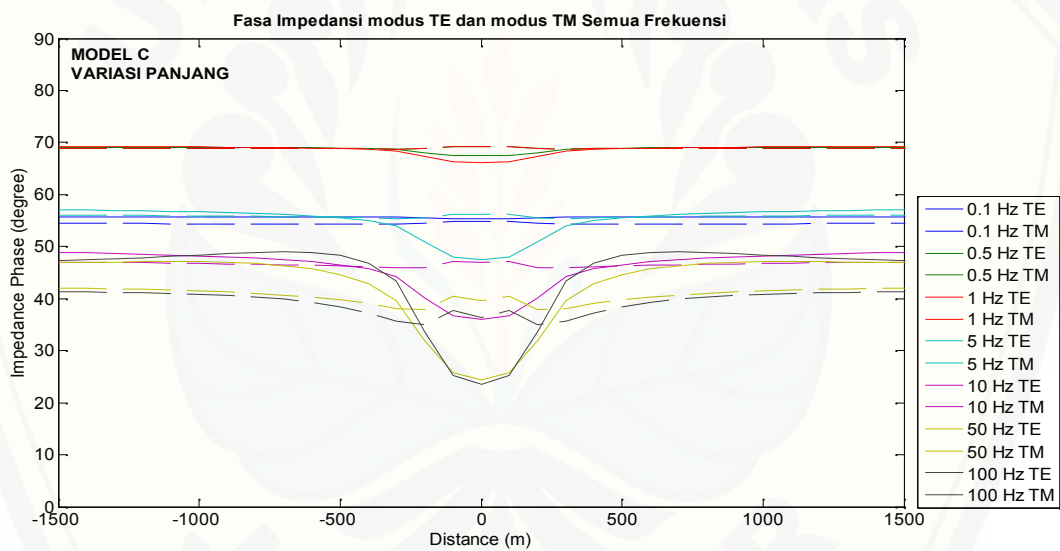
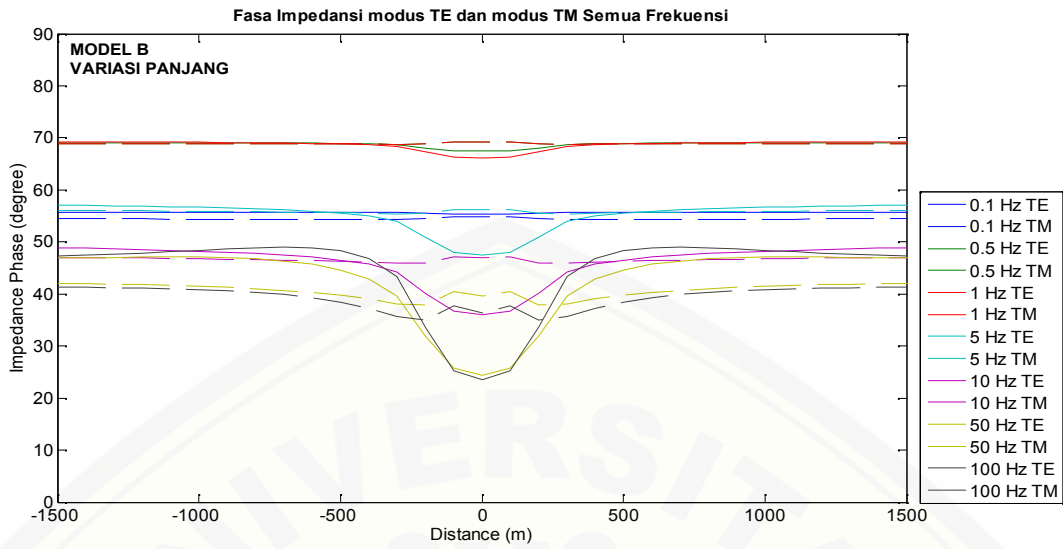




B.2 Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi semua frekuensi pada setiap model anomali dalam variasi anomali konduktif dekat permukaan

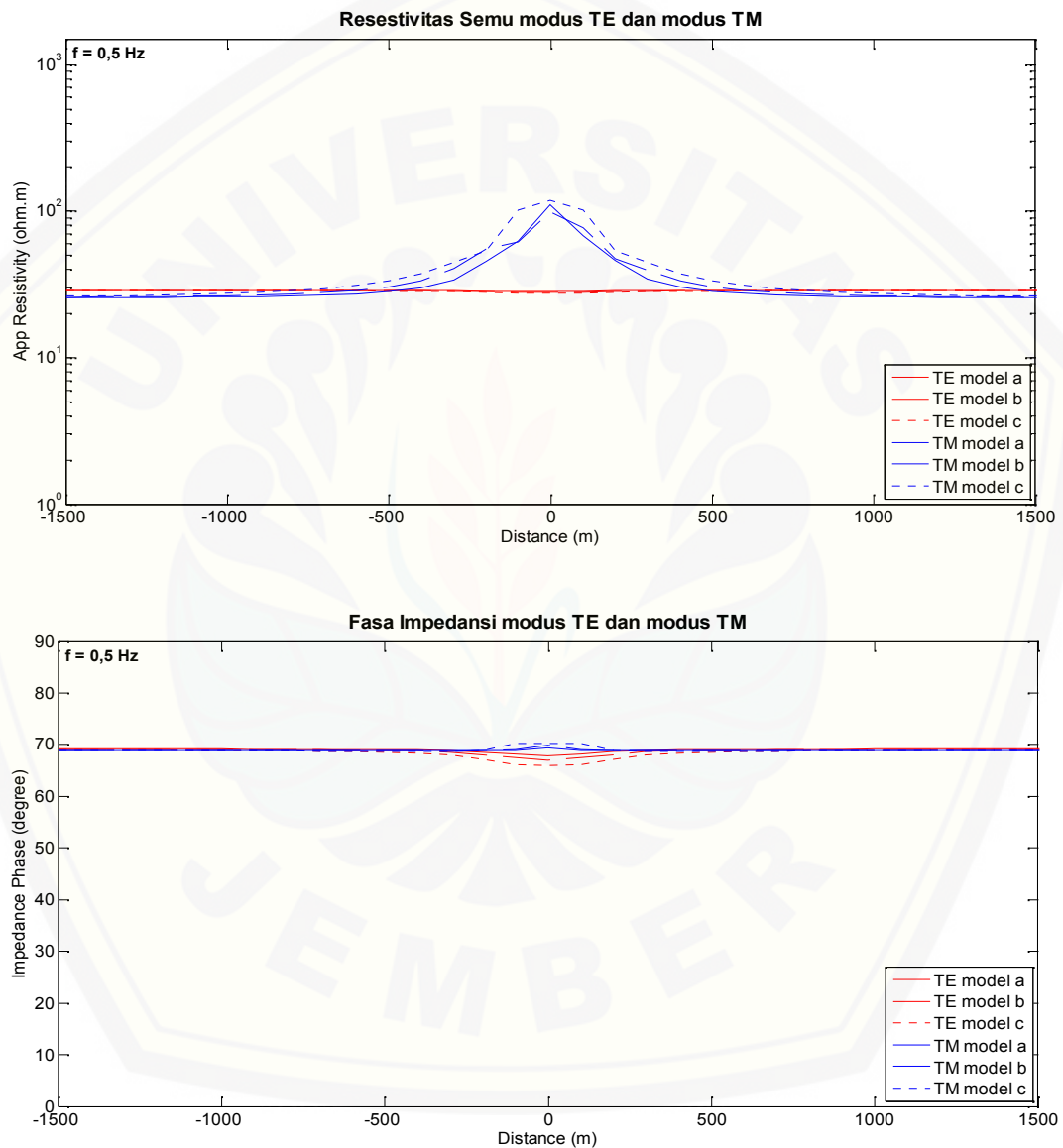


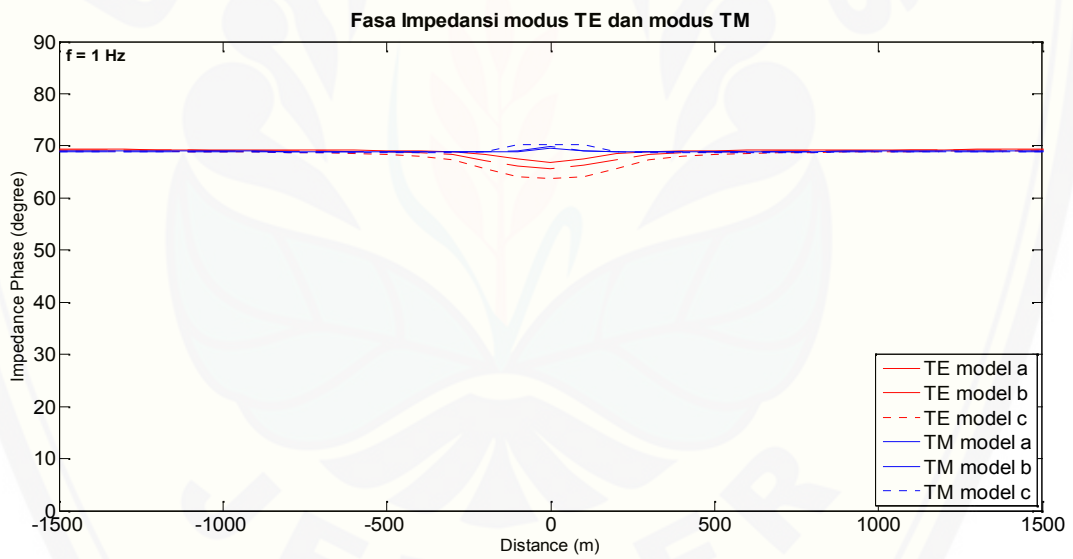
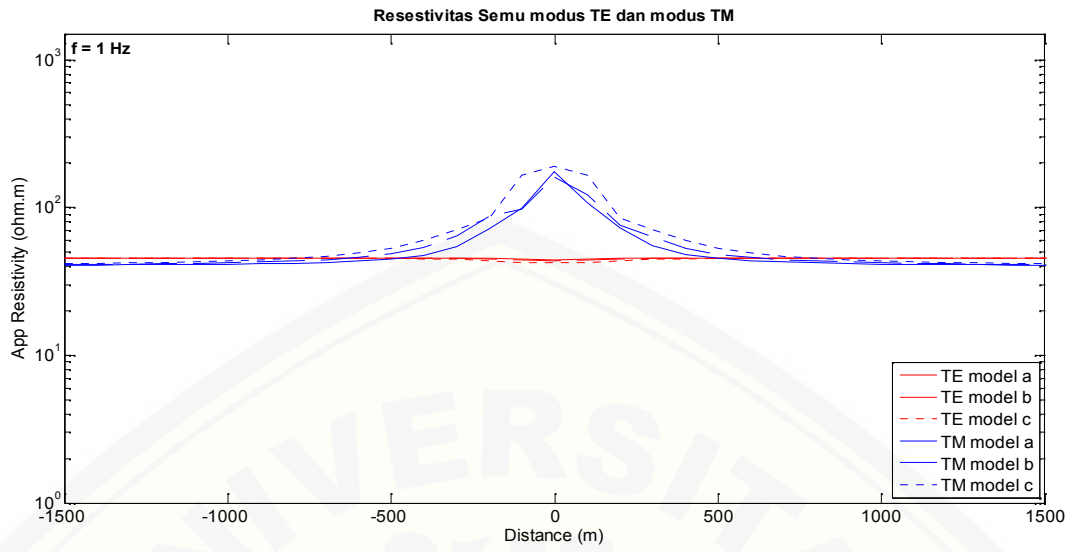


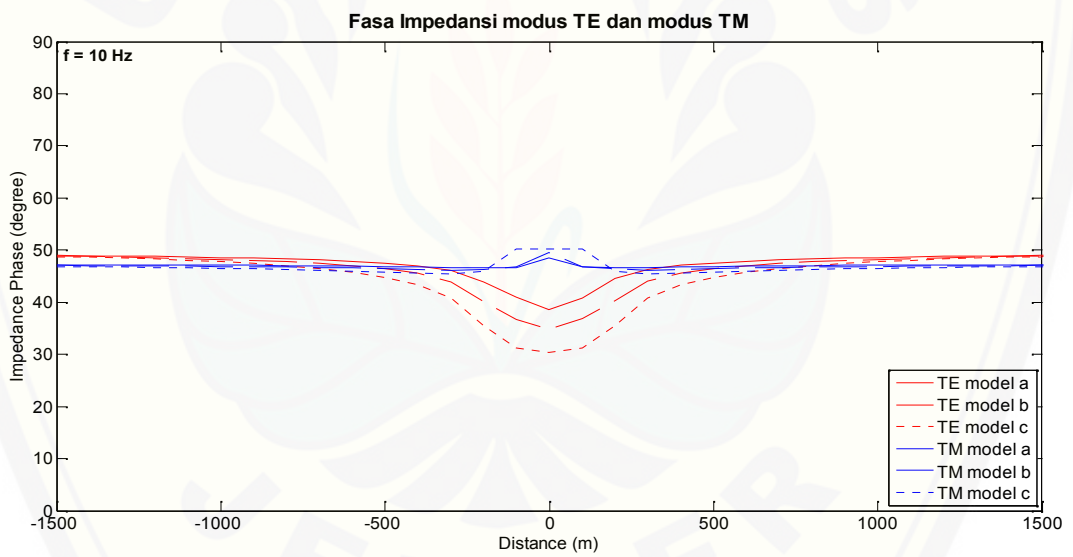
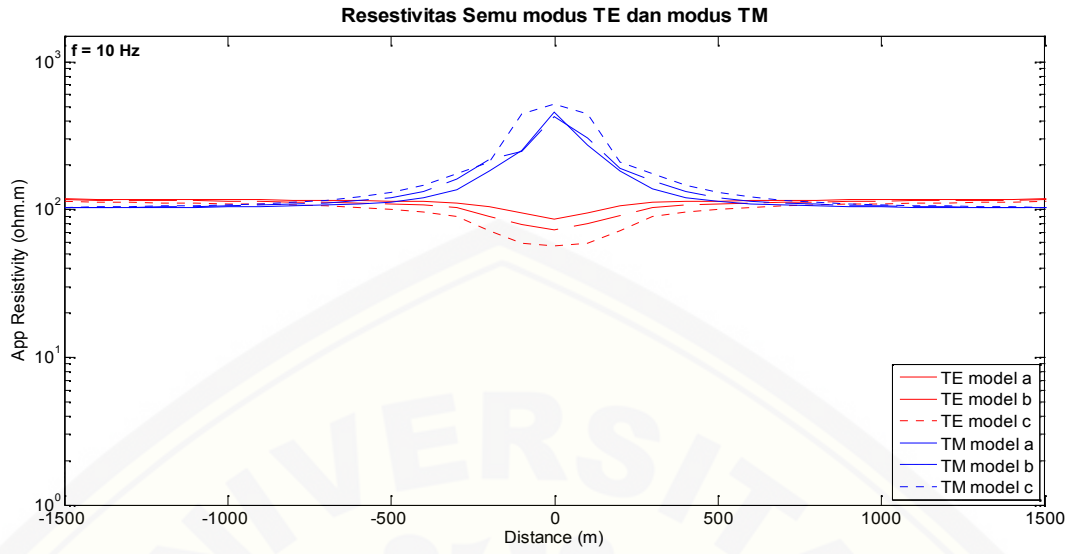


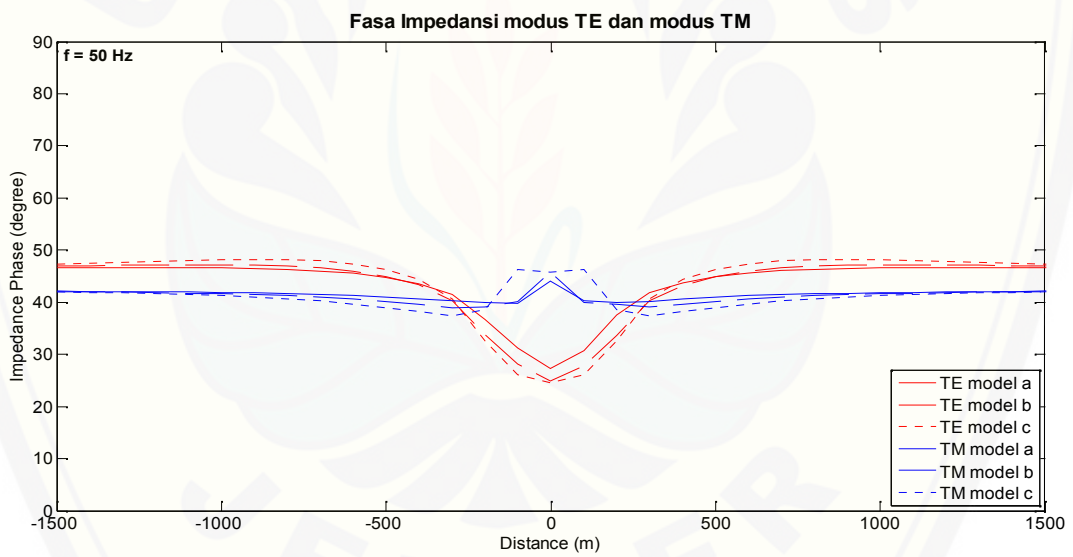
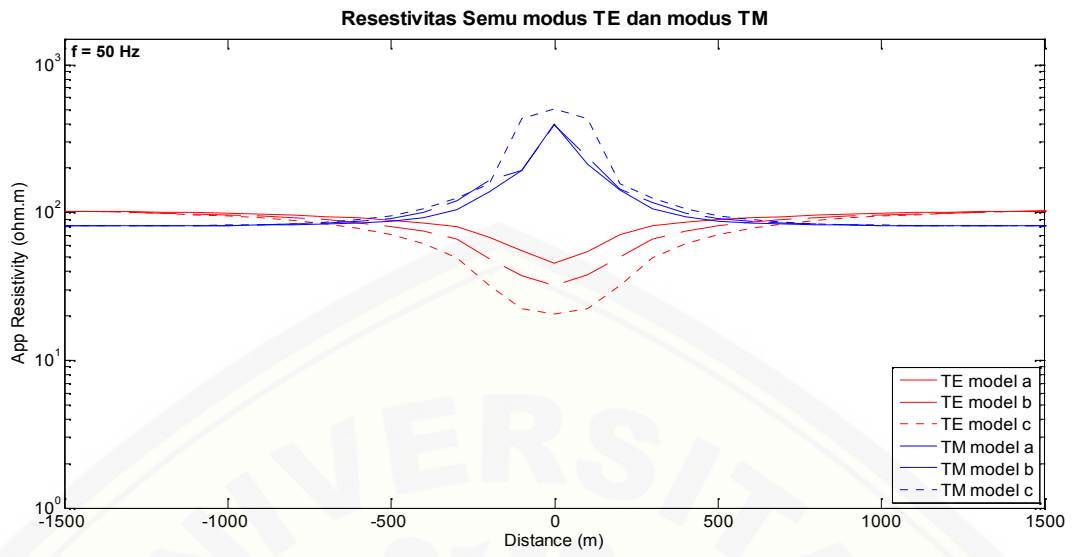
**C. Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi (modus TE dan modus TM) berdasarkan model bumi dengan variasi panjang dan tebal anomali konduktif dekat permukaan ( $h = 10$  m)**

**C.1 Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi pada setiap frekuensi**

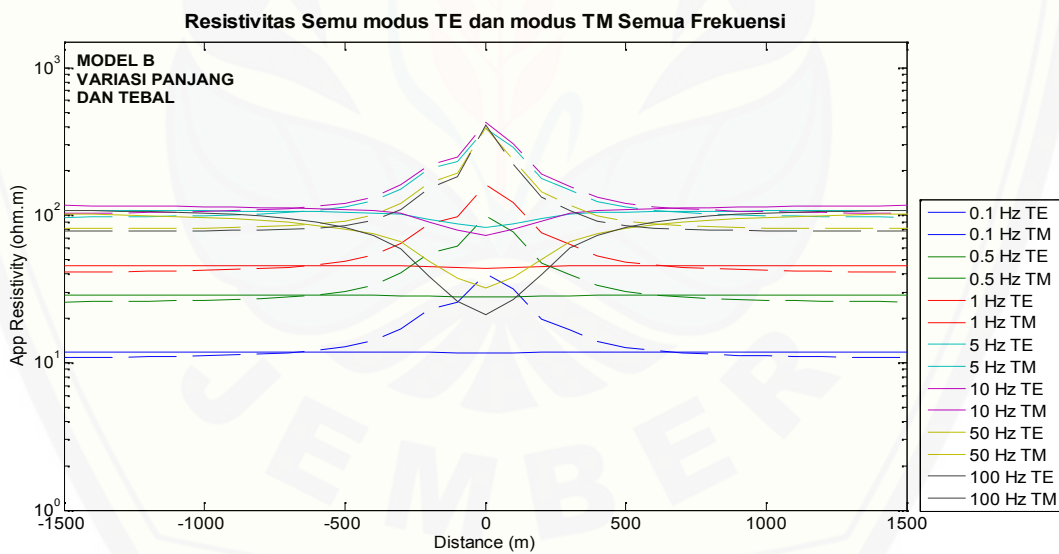
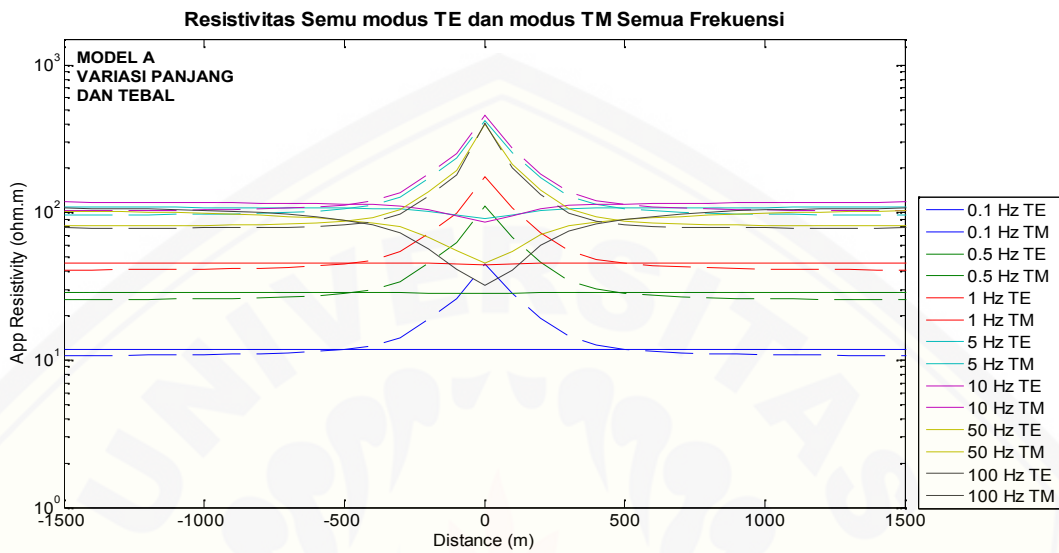




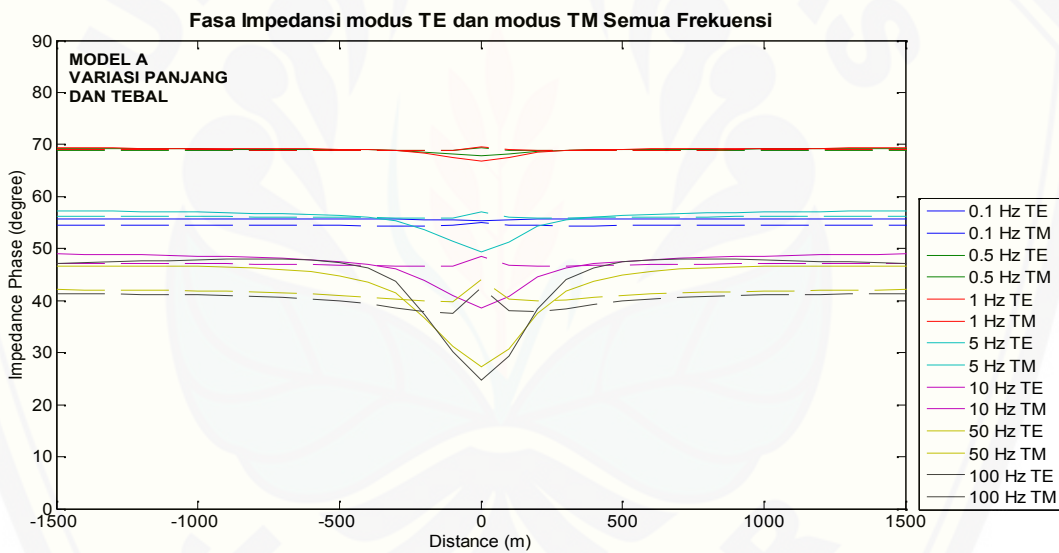
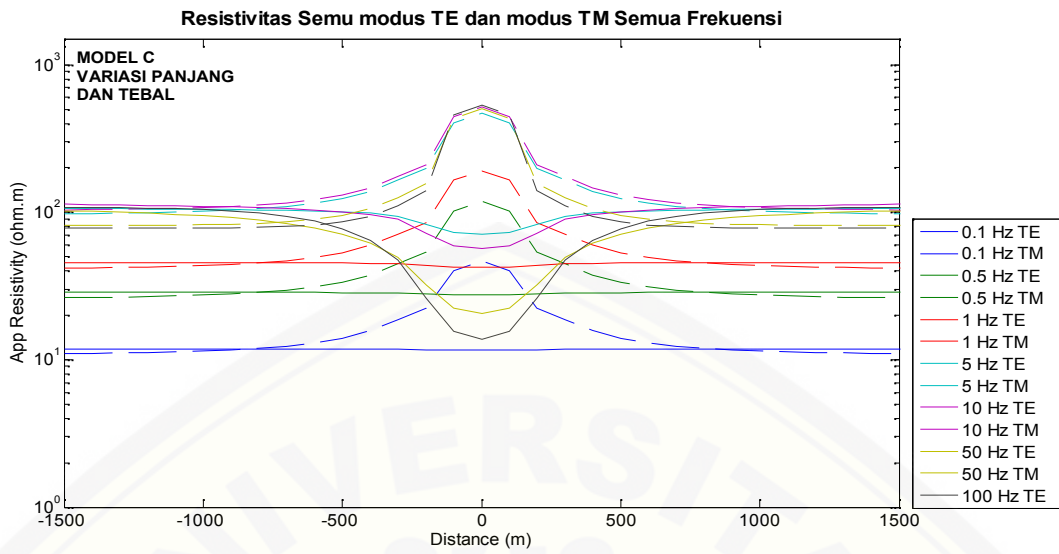


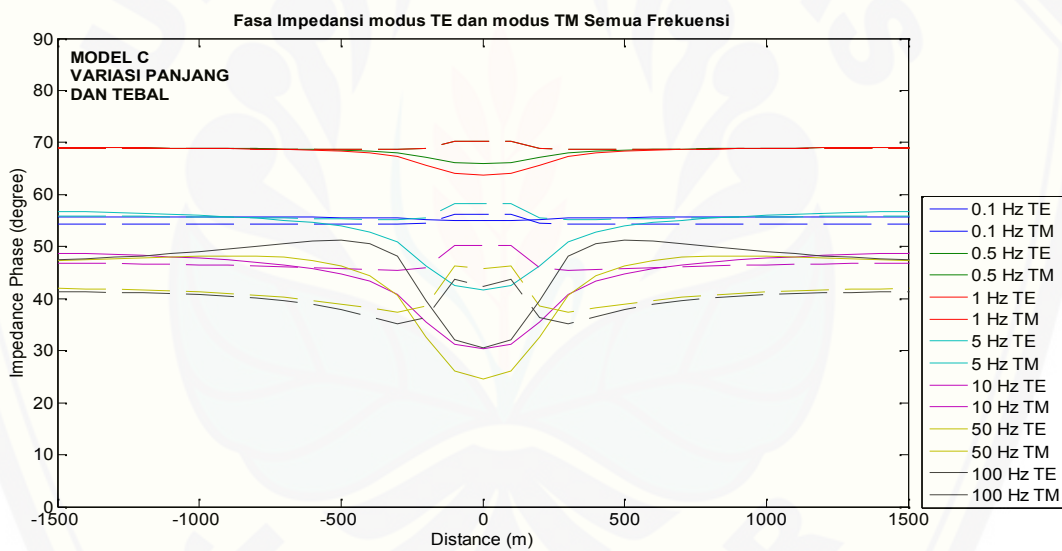
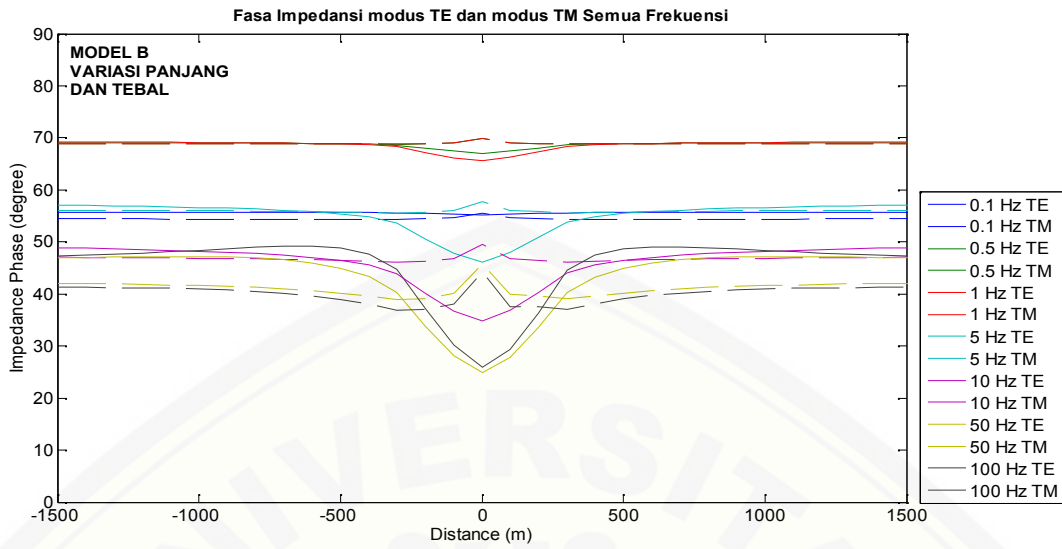


C.2 Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi semua frekuensi pada setiap model anomali dalam variasi anomali konduktif dekat permukaan



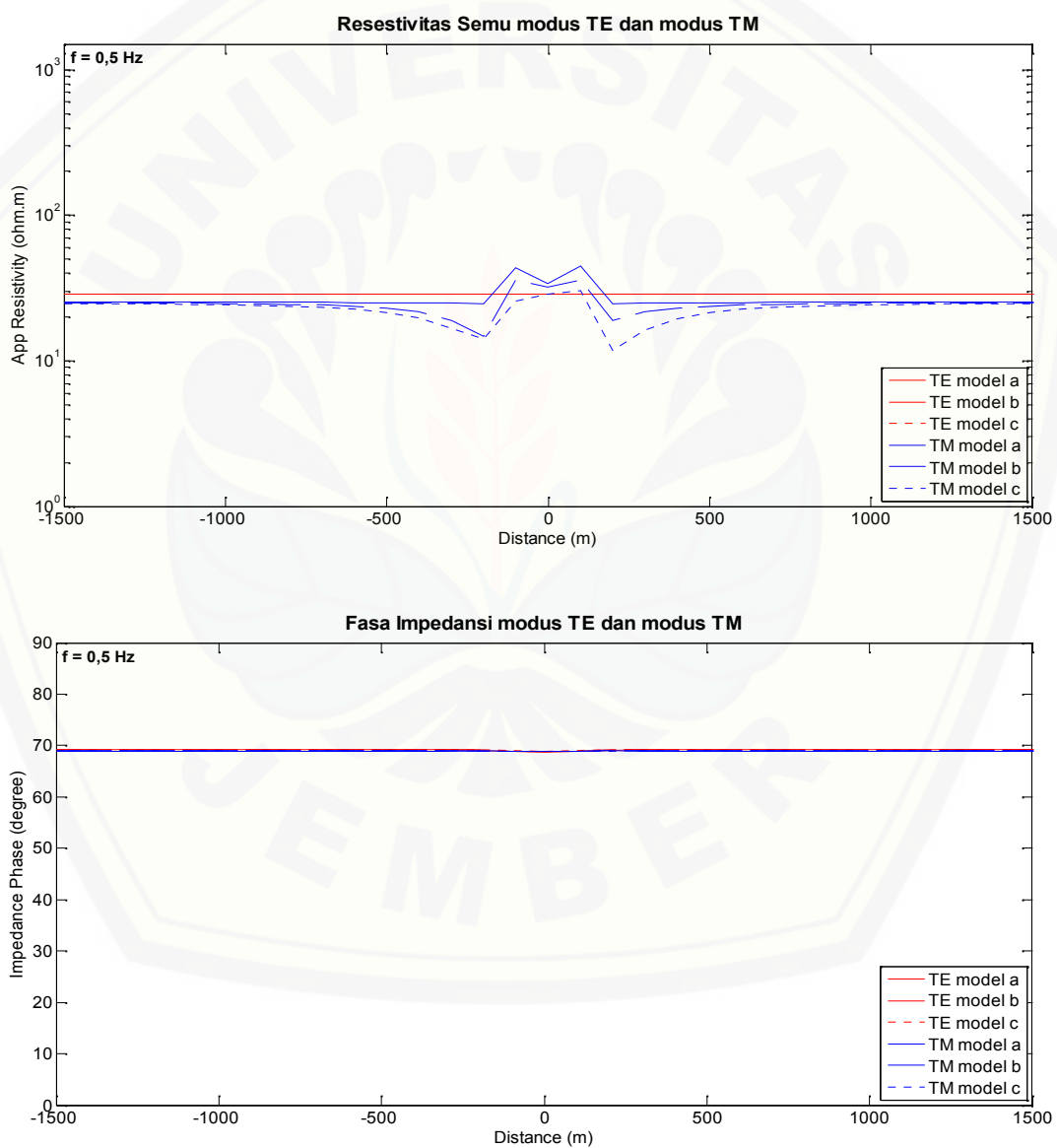


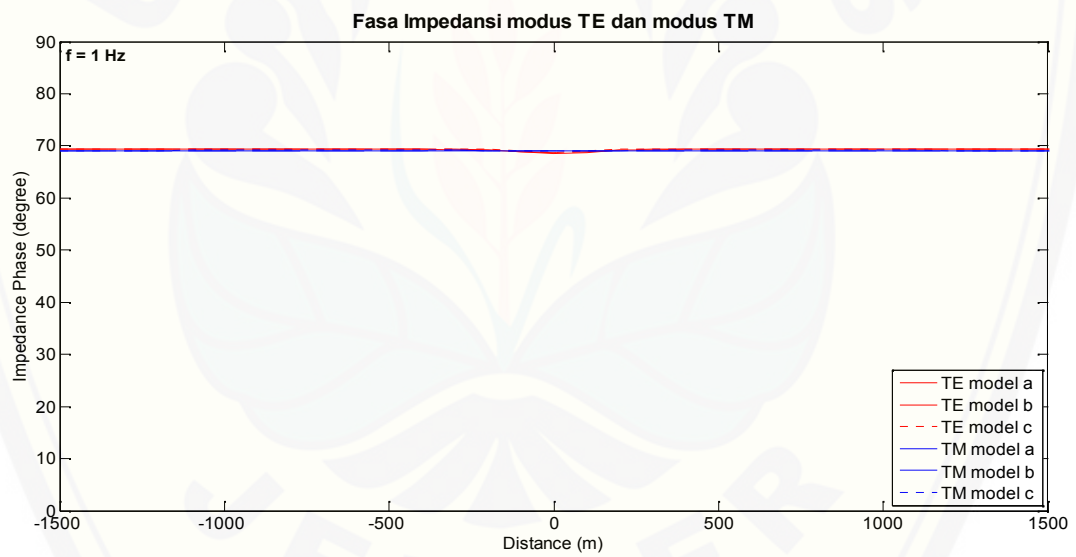
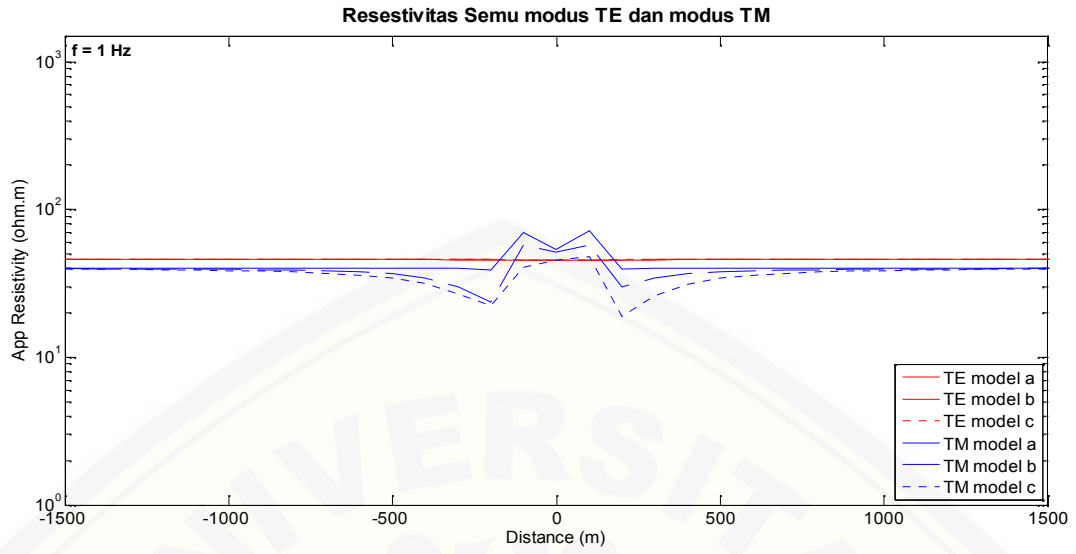


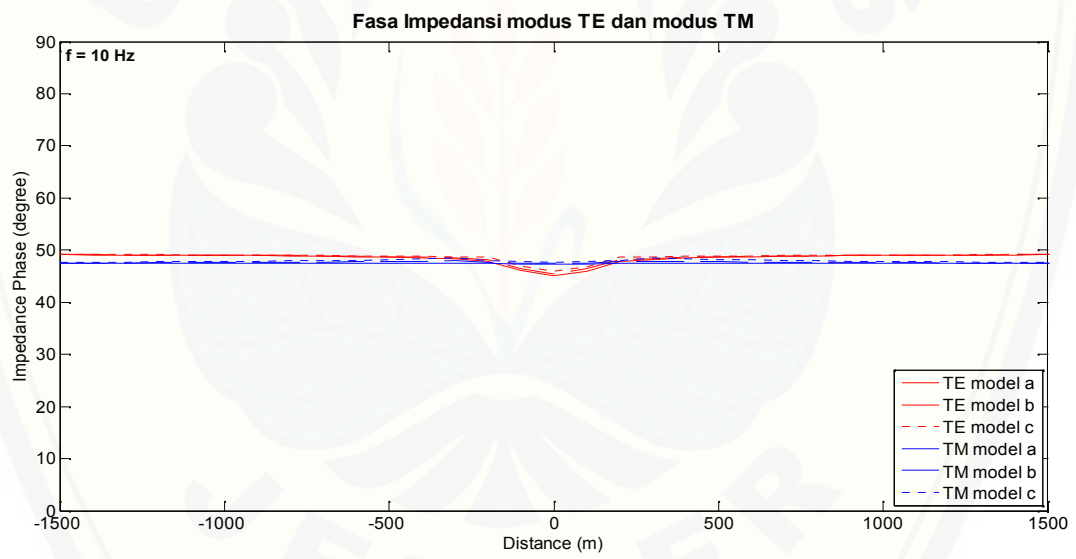
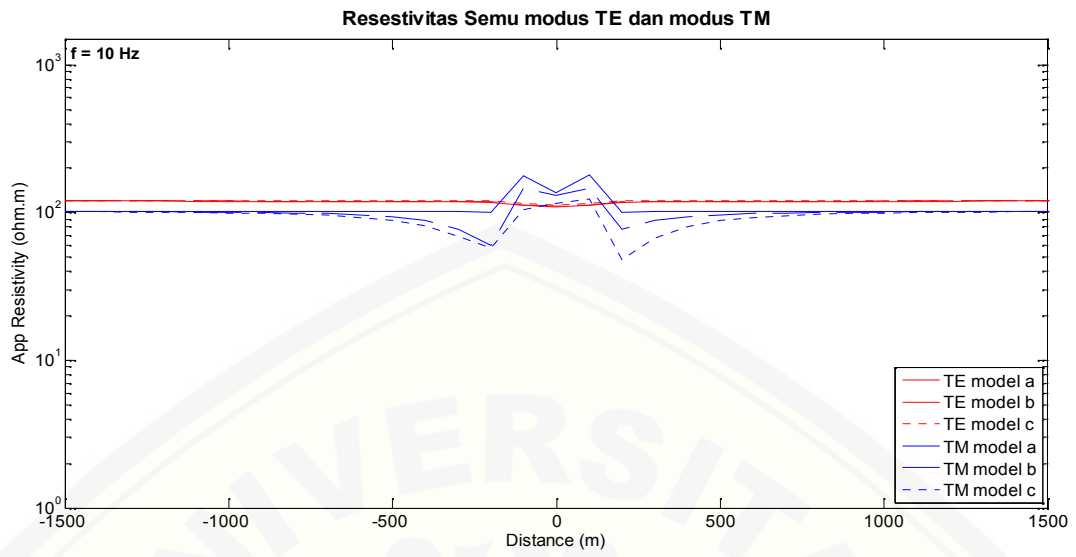


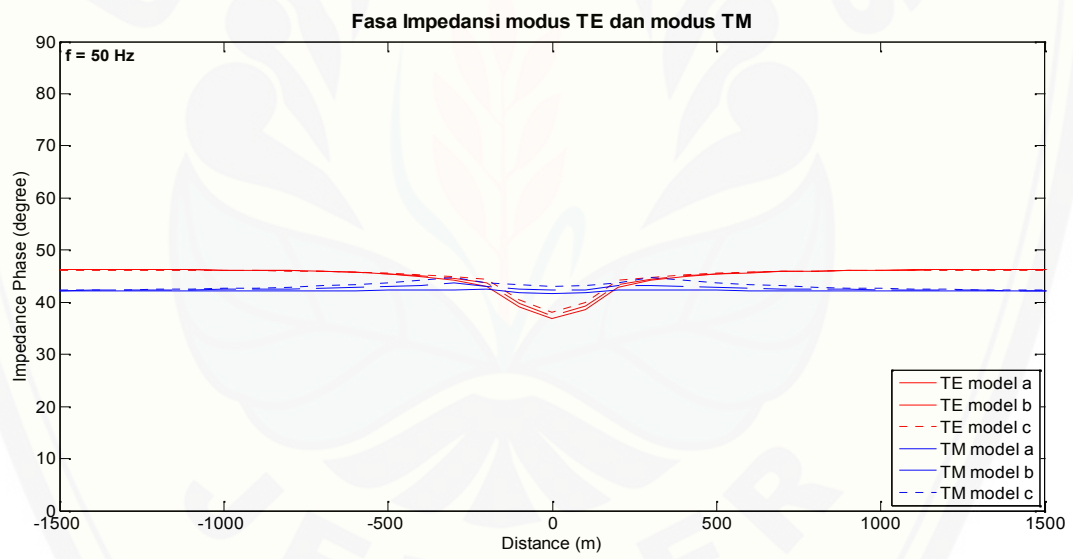
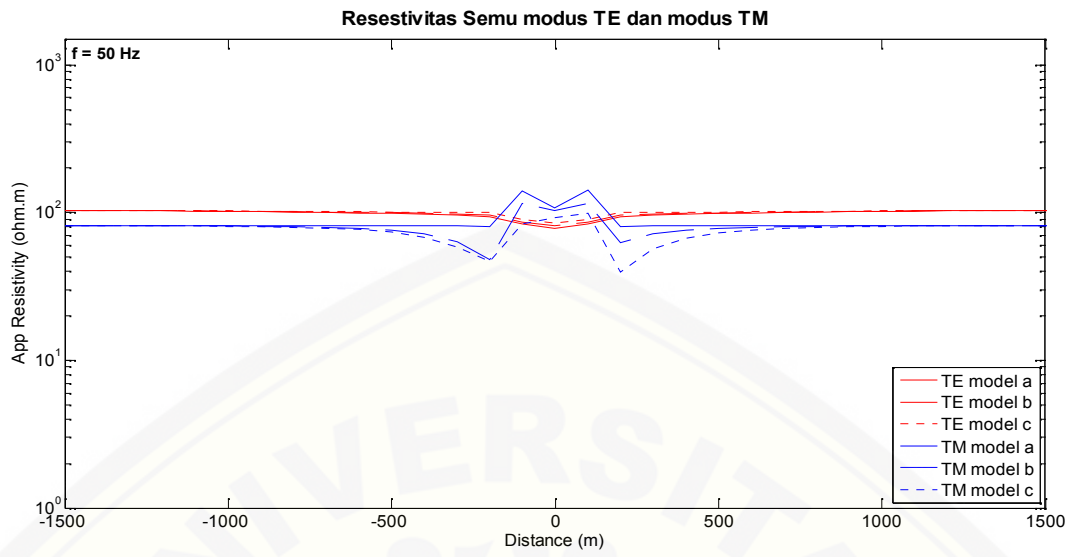
**D. Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi (modus TE dan modus TM) berdasarkan model bumi dengan variasi anomali konduktif ( $\rho = 10 \text{ m}$ ) dengan selubungi anomali resistif ( $\rho = 500 \text{ m}$ )**

D.1 Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi pada setiap frekuensi









D.2 Kurva perbandingan resistivitas semu dan perbandingan fasa impedansi semua frekuensi pada setiap model anomali dalam variasi anomali konduktif dekat permukaan

