

**PEMODELAN 2D DATA MAGNETOTELLURIK DENGAN
MENGUNAKAN ROTASI *GEOELECTRICAL STRIKE* DAN
DIMENSIONALITAS BERDASARKAN HASIL ANALISIS *PHASE
TENSOR* DI LAPANGAN PANAS BUMI “ABL”**

(Skripsi)

Oleh

**Agung Budi Laksono
1415051004**



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
2018**

2D MODELING OF MAGNETOTELLURIK DATA USING GEOELECTRICAL STRIKE AND DIMENSIONALITY BASED ON PHASE TENSOR ANALYSIS IN GEOTHERMAL FIELD "ABL"

By

Agung Budi Laksono

ABSTRACT

Distortion of electromagnetic signal could occur when an electromagnetic wave crosses a surface that has a topographical variation and a conductive heterogeneity near surface, so to solve this problem can be done by rotating the axis of measurement toward a structure or strike having a constant conductivity value. In this research, determination of rotation angle based on geoelectrical strike and dimensionality based on Phase Tensor analysis result. The phase tensor analysis will produce four invariant parameters used in the description of the phase tensor shapes of ρ_{max} , ρ_{min} , α () and β () skew. Frequencies that have a 3D structure and distorted have a phase tensor shape that is ellipse, skewest and flatest. Dimensionality analysis used to determining the minimum frequency for 2D inversion, it is 0.009 Hz frequency and determining the frequency of 3D or distorted frequency used in calculating the geoelectrical strike rotation angle. Then the geoelectrical strike rotation dataset is compared with the geological strike rotation dataset and static correction (TDEM) dataset to determine the 2D inversion model that best matches the geological condition of the research area. 2D inversion model which has compatibility between resistivity anomaly to geology is 2D inversion model rotated based on geoelectrical strike. From the 2D model it can be interpreted that the geothermal system component consists of Caprock associated with falling andesite-pyroclastic with secondary clay minerals having a resistivity value of ± 10 Ohm.m. The associated reservoir of andesite-basaltic lava rocks has a resistivity value of ± 10 to 60 Ohmm. And basement or heatsource has high resistivity value > 100 Ohmm.

Keyword : Phase Tensor, Geoelectrical Strike, dan Distorsi Elektromagnetik

**PEMODELAN 2D DATA MAGNETOTELLURIK DENGAN
MENGUNAKAN ROTASI *GEOELECTRICAL STRIKE* DAN
DIMENSIONALITAS BERDASARKAN HASIL ANALISIS *PHASE
TENSOR* DI LAPANGAN PANAS BUMI “ABL”**

Oleh

Agung Budi Laksono

ABSTRAK

Distorsi pada data magnetotelurik diakibatkan oleh variasi topografi dan heterogenitas konduktif di dekat permukaan, sehingga untuk mengatasi masalah tersebut dapat dilakukan dengan merotasi sumbu pengukuran ke arah struktur atau *strike* yang memiliki nilai konduktifitas yang konstan. Dalam penelitian ini, penentuan sudut rotasi berdasarkan *geolectrical strike* dan dimensionalitas hasil analisis *phase tensor*. Analisis *phase tensor* akan menghasilkan empat parameter invariant yang digunakan dalam penggambaran bentuk *phase tensor* yaitu *max*, *min*, sudut α () dan β (β). Frekuensi yang memiliki struktur 3D dan mengalami distorsi memiliki bentuk *phase tensor* yang ellipse, condong dan pipih. Analisis dimensionalitas digunakan dalam menentukan frekuensi minimum yang digunakan inversi 2D yaitu pada frekuensi 0,009 Hz dan menentukan frekuensi 3D atau frekuensi yang terdistorsi yang digunakan dalam menghitung sudut rotasi *geolectrical strike*. Kemudian *dataset* hasil rotasi *geolectrical strike* dibandingkan dengan *dataset* hasil rotasi *geological strike* dan koreksi statik (TDEM) untuk menentukan model inversi 2D yang paling cocok dengan kondisi geologi daerah penelitian. Model inversi 2D yang memiliki kesuaian antara anomali resistivitas terhadap geologi yaitu model inversi 2D yang dirotasi berdasarkan *geolectrical strike*. Dari model 2D tersebut dapat diinterpretasikan bahwa komponen sistem panas bumi terdiri dari *Caprock* yang berasosiasi andesit-piroklastik jatuhan dengan mineral lempung sekunder memiliki nilai resistivitas ± 10 Ohm.m. Reservoir berasosiasi batuan lava andesit-basaltis memiliki nilai resistivitas ± 10 hingga 60 Ohmm. Dan batuan dasar (*basement/ heatsource*) memiliki nilai resistivitas tinggi > 100 Ohmm.

Kata kunci : *Phase Tensor*, *Geolectrical Strike*, dan Distorsi Elektromagnetik.

**PEMODELAN 2D DATA MAGNETOTELLURIK DENGAN MENGGUNAKAN
ROTASI *GEOELECTRICAL STRIKE* DAN DIMENSIONALITAS
BERDASARKAN HASIL ANALISIS *PHASE TENSOR* DI LAPANGAN
PANAS BUMI “ABL”**

**Oleh
Agung Budi Laksono**

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

**Pada
Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2018**

Judul Skripsi : **PEMODELAN 2D DATA MAGNETOTELURIK
DENGAN MENGGUNAKAN ROTASI
GEOELECTRICAL STRIKE DAN
DIMENSIONALITAS BERDASARKAN
ANALISIS PHASE TENSOR DI LAPANGAN
PANAS BUMI "ABL"**

Nama Mahasiswa : *Agung Budi Laksono*

Nomor Pokok Mahasiswa : 1415051004

Program Studi : Teknik Geofisika S-1

Jurusan : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik



Pembimbing I

Karyanto, S.Si., M.T.
NIP 19691230 199802 1001

Pembimbing II

Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.
NIP 19750911 200012 1002

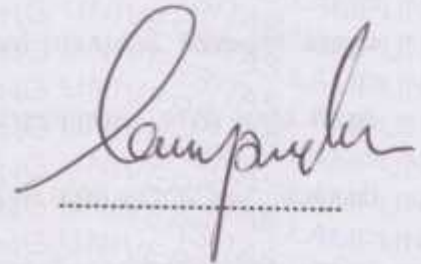
2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.
NIP 19750911 200012 1002

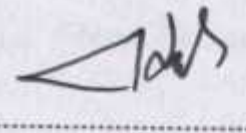
MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

Ketua : Karyanto, S.Si., M.T.



Sekretaris : Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.



**Penguji
Bukan Pembimbing : Prof. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.**



2. Dekan Fakultas Teknik



Prof. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.
NIP 19620717 198703 1002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : 14 Mei 2018

PERNYATAAN

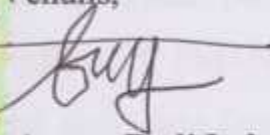
Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan orang lain, dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam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

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

Bandar Lampung, 22 Mei 2018

Penulis,




Agung Budi Laksono

RIWAYAT HIDUP



Agung Budi Laksono dilahirkan di Kotagajah pada tanggal 22 Mei 1996 dari pasangan Bapak Lukito dan Ibu Imaniyah. Penulis mengenyam pendidikan formalnya dimulai sejak Taman Kanak-kanak (TK) Dharma Wanita, Bumi Jaya Kecamatan Negara Batin, Kabupaten Way Kanan diselesaikan pada tahun 2002, Sekolah Dasar (SD) diselesaikan di SDN Bumi Jaya, Kabupaten

Way Kanan diselesaikan pada tahun 2008, Sekolah Menengah Pertama (SMP) diselesaikan di SMPN 2 Negara Batin, Kabupaten Way Kanan pada tahun 2011, dan Sekolah Menengah Atas (SMA) yang diselesaikan di SMAN 1 Kotagajah pada tahun 2014. Selama di SMA Penulis tercatat aktif pada Organisasi Siswa Intra Sekolah (OSIS) sebagai Wakil Ketua Divisi Informasi dan Teknologi pada tahun 2011-2012 dan Ketua Robotik SMAN 1 Kotagajah pada tahun 2013.

Tahun 2014, penulis terdaftar sebagai mahasiswa Jurusan Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung melalui jalur SBMPTN. Selama menjadi mahasiswa, penulis terdaftar dan aktif di beberapa Unit Kegiatan Kemahasiswaan dan Keilmuan. Di Bidang Kemahasiswaan, seperti HIMA TG BHUWANA sebagai Anggota Masa Bakti 2016-2017, *Student Volunteer* Pertemuan Ilmiah Tahunan (PIT) Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI) Ke-41 Lampung tahun 2016, *Executive Committee Education and Creative Division AAPG (American Assosiation of Petroleum Geologist) Student Chapter* Universitas Lampung 2017-2018, *Assistant Executive Committee Public Relation Division* dan

Staff Kementrian Luar Negri BEM-U Universitas Lampung serta Staff Kewirausahaan Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI) Regional Sumatera 2016-2017. Pada tahun 2017 penulis melakukan Kuliah Kerja Nyata (KKN) Tematik P2TKI di Desa Budidaya, Kecamatan Sidomulyo, Kabupaten Lampung Selatan, Provinsi Lampung.

Di bidang Keilmuan, penulis dipercaya menjadi Asisten Praktikum Geolistrik pada tahun 2016, dan Asisten Praktikum Eksplorasi Geothermal di tahun 2018. Selain itu penulis juga beberapa kali mengikuti kegiatan publikasi *paper* atau karya ilmiah mengenai panas bumi sebagai presenter di acara IIGCE (*Indonesia Internasional Geothermal Convention and Exhibition*) Ke-4 pada tahun 2016, IIGCE (*Indonesia Internasional Geothermal Convention and Exhibition*) Ke-5 pada tahun 2017 dan EAGE-HAGI *First Asia Pacific Meeting On Near Surface Geoscience and Engineering*.

Dalam pengaplikasian ilmu di bidang Geofisika penulis juga telah melaksanakan Praktik Kerja Lapangan (PKL) Pada Bulan Februari 2017 di PT. Bumi Resources Minerals. Jakarta dengan tema **“Analisis Sebaran Silika dan *Pyrite* Pada Zona Mineralisasi *High Sulfidation* Berdasarkan Hasil Metode Geolistrik Resistivitas dan *Induced Polarized Time Domain*”**. Pada Bulan November hingga Desember 2017, Penulis melakukan penelitian Tugas Akhir di PT. Geo Dipa Energi Recapital Building 8th floor, Jl. Adityawarman Kav. 55 Kebayoran Baru, Jakarta Selatan. Hingga akhirnya penulis berhasil menyelesaikan pendidikan sarjananya pada 14 Mei 2018 dengan skripsi yang berjudul **“Pemodelan 2D Data Magnetotelurik Dengan Menggunakan Rotasi Geoelectrical Strike dan Dimensionalitas Berdasarkan Analisis Phase Tensor Di Lapangan Panas Bumi “ABL””**.

Kupersembahkan Karya Ini Untuk Orangtua yang Luar

Biasa,

Lukito

&

Imaniyah

Keluargaku Tercinta,

*Arini Luvita Sari
Arya Ageng Wicaksono*

*Beserta Doa Pengorbanan dan Perjuangan yang selalu
meraka berikan,*

MOTTO

"The more knowledge you have, the greater will be your fear of Allah"

(Abu Bakar Al-Shiddiq)

"Jauhkan aku dari manusia yang tidak mau menyatakan kebenaran kecuali jika ia berniat menyakiti hati, dan dari manusia yang bersikap baik tapi berniat buruk, dan dari manusia yang mendapatkan penghargaan dengan jalan memperlihatkan kesalahan orang lain"

(Khalil Gibran)

Tiga sifat manusia yang merusak ialah, kikir yang dituruti, hawa nafsu yang diikuti, serta sifat mengagumi diri sendiri yang terlalu berlebihan.

(Muhammad SAW)

"Manusia akan selalu hidup bersama dengan karyanya. Jika ingin hidup selamanya maka berkaryalah"

(Agung Budi Laksono)

"Hardwork adalah Kerja Keras"

(Agung Budi Laksono)

KATA PENGANTAR

Asalamualaikum Wr. Wb

Puji syukur Alhamdulillah, saya panjatkan kepada Allah Swt, Tuhan Yang Maha Esa atas segala nikmat dan rahmat-Nya, sehingga saya dapat menyelesaikan Skripsi dengan judul **“Pemodelan 2D Data Magnetotelurik Dengan Menggunakan Rotasi Geoelectrical Strike dan Dimensionalitas Berdasarkan Analisis Phase Tensor Di Lapangan Panas Bumi “ABL”**”. sesuai pada waktunya. Tak lupa shalawat serta salam mari kita haturkan kepada Nabi Muhammad SAW yang telah mengantarkan kita melewati masa jahiliyah sampai ke masa sekarang ini.

Skripsi ini merupakan syarat untuk menyelesaikan studi Strata-1 Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung. Penulis menyadari bahwa skripsi ini masih terdapat banyak kekurangan. Oleh karena itu, diperlukan saran dan kritik yang membangun untuk perbaikan ke depannya. Semoga skripsi ini dapat bermanfaat bagi kita semua.

Demikianlah kata pengantar yang dapat disampaikan, apabila ada salah kata saya mohon maaf dan kepada Allah SWT saya mohon ampun.

Terimakasih

Wassalamualaikum Wr. Wb.

Penulis



Agung Budi Laksono

SANWACANA

Assalamu'alaikum warahmatullahi wabarakatuh,

Alhamdulillah Rabbil `alamin, rasa syukur yang mendalam penulis panjatkan kepada Allah SWT atas rahmat dan karunia-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi dengan judul **“Pemodelan 2D Data Magnetotelurik Dengan Menggunakan Rotasi Geoelectrical Strike dan Dimensionalitas Berdasarkan Analisis Phase Tensor Di Lapangan Panas Bumi “ABL””**. dengan baik dan benar.

Banyak pihak yang terlibat dalam memberikan kontribusi ilmiah, spiritual, dan informasi baik secara langsung maupun tidak langsung hingga terbentuk Laporan Praktek Kerja Lapangan ini. Pada kesempatan kali ini penulis ingin menyampaikan terimakasih kepada :

1. **Ibuku tercinta Imaniyah** yang tak henti-hentinya mendidik, berkorban, berdoa, dan mendukung penulis dalam segala hal terutama dalam pendidikan.
2. **Bapakku Lukito**, yang selalu mensupport baik dalam segi materi dan doa serta motivasinya.
3. **Bapak Ruly Husnie Ridwan** selaku **Engineering Manager PT. Geo Dipa Energi** yang telah memberikan kesempatan kepada penulis untuk melakukan tugas akhir dan penelitian di PT. Geo Dipa Energi.
4. **Bapak Chevy Iskandar, S.Si** selaku pembimbing Tugas Akhir di PT. Geo Dipa Energi.
5. **Bapak Karyanto, S.Si., M.T.** selaku Pembimbing I yang telah banyak membimbing, mengarahkan serta mengingatkan dalam penyusunan skripsi ini. Terimakasih banyak atas pembelajaran support, dan motivasinya

penyusunan skripsi ini. Terimakasih banyak atas pembelajaran support, dan motivasinya selama ini.

6. **Bapak Dr. Nandi Haerudi, S.Si, M.Si.** selaku Pembimbing II dan Ketua Jurusan Teknik Geofisika yang telah memberikan banyak motivasi dan bimbingan yang sangat baik dalam penyusunan skripsi ini.
7. **Bapak Prof. Drs. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.** selaku Penguji serta Dekan Fakultas Teknik yang telah memberikan banyak masukan dan koreksi dengan sangat luar biasa dalam penyusunan skripsi ini.
8. Dosen-dosen Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung; **Bapak Prof.Drs. Suharno, M.Sc., Ph.D., Bapak Dr. Muh Sarkowi, S.Si., M.Si., Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T., Bapak Nandi H, M.Si., Bapak Bagus Spto Mulyatno, S.Si., M.T., Bapak Dr. Ordas Dewanto, S.Si., M.Si., Bapak Karyanto, S.Si., M.T., Bapak Rustadi, M.T., Bapak Syamsurijal Rasimeng., M.Si., Bapak Alimuddin Muchtar, M.Si., Bapak Rahmad Catur Wibowo, M.Eng., Bapak I Gede Boy, M.Eng.,** yang telah memberikan banyak pembelajaran dan bantuan selama menempuh studi di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
9. Seluruh staff Tata Usaha Jurusan Teknik Geofisika Unila, **Pak Marsono, Pak Legino, Pak Pujono, Mbak Dhea, Mbak Bella** yang telah memberikan banyak bantuan dalam proses administrasi.
10. Adik-Adikku tercinta **Arini Luvita Sari dan Arya Ageng Wicaksono** yang telah banyak memberi dukungan & semangat.
11. Nenek dan Kakek (**Hj. Siyamatun dan Hi. Markidi, Mbah Murtiyam dan Mbah Sajuri**) yang telah memotivasi dan mendoakan agar tetap sukses.
12. Om, Tante, Bude dan Pakde (**Lek Ekayani, Lek Imam Muslih, Lek Zainal Abidin, Lek Yesi Novalia, Lek Saodah, Lek Supri, Bude Islamiyah dan Pakde Slamet, Lek Agus, Bulek Laminem, pakde Damiri, Pakde Abdul Khalim**).
13. Teruntuk **Sdri. Witta Putri Anggraini, Ibu Erwina dan Pak Santa,** Terimakasih atas semua Motivasi dan segala dukungan yang telah diberikan selama ini, untuk menggapai semua impian dan cita-cita kita.
14. **Revolution Kelas IPA 1 Smanasaga,** yang telah menjadi saudara perjuangan selama 3 Tahun semasa sekolah di SMAN 1 Kotagajah

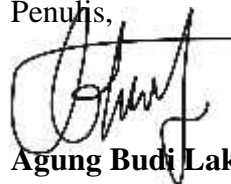
15. **Kracker Supermoto Lampung** teman yang sudah mewarnai semasa kuliah dan mengajarkan bagaimana menjadi anak motor.
16. **Rinaldi Ihza Kurnia**, Teman UNY Yogyakarta yang sudah membantu penulis selama Publikasi di *EAGE-HAGI First Asia Pacific Meeting On Near Surface Geoscience and Engineering*, Yogyakarta.
17. Sahabat, Saudara, Teman, **Teknik Geofisika 2014** yang “Luar Biasa Biasa Diluar Behhh” dimana selama ini menjadi orang-orang hebat tempat bermain, bertengkar, tertawa, berbagi ilmu dan pengalaman, dalam suka dan duka menghadapi kehidupan di masa perkuliahan ini.
18. **Brandan Tito Ramadhan** Teman Geofisika Universitas Diponegoro yang sudah membantu dan memberikan masukan mengenai topik Tugas Akhir
19. **Vincent** Teman Geofisika Universitas Brawijaya yang sudah membantu dan memberikan masukan semasa Kerja Praktek.
20. **Bapak Anysius Newwin** selaku Geophysicist di PT. Bumi Resources mineral yang sudah membimbing penulis selama Kerja Praktik.
21. Kakak tingkat 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013 serta adik-adik tingkat 2015, 2016, dan 2017 yang saya banggakan.
22. Serta semua pihak yang telah membantu pelaksanaan Tugas Akhir hingga Skripsi.

Semoga Allah Subhanahu wa Ta'ala membalas semua bantuan dari semua pihak dengan sebaik-baiknya. Penulis menyadari bahwa masih banyak kekurangan dalam penulisan Skripsi ini. Oleh karena itu, penulis sangat mengharapkan kritik dan saran yang membangun demi perbaikan mendatang. Penulis juga berharap Skripsi ini membawa manfaat positif bagi kita semua. Aamiin.

Wa'alaikumussal m warahmatullahi wabarakatuh

Bandar Lampung, 22 Mei 2018

Penulis,



Agung Budi Laksono

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRACT	i
ABSTRAK	ii
HALAMAN JUDUL	iii
HALAMAN PERSETUJUAN	iv
HALAMAN PENGESAHAN	v
HALAMAN PERNYATAAN	vi
RIWAYAT HIDUP	vii
HALAMAN PERSEMBAHAN	ix
MOTTO	x
KATA PENGANTAR	xi
SANWACANA	xii
DAFTAR ISI	xv
DAFTAR GAMBAR	xvii
DAFTAR TABEL	xix
 BAB I. PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Tujuan Percobaan	3
1.3 Batasan Masalah	3
1.4 Manfaat Penelitian	4
 BAB II. TEORI DASAR	
2.1 Metode Magnetotelurik	5
2.2 Sifat Elektromagnetik Material Bumi	8
2.2.1 Sifat Kelistrikan Batuan dan Mineral	8
2.2.2 Sifat Kemagnetan Batuan dan Mineral	13
2.3 Asumsi-asumsi Metode MT	14
2.4 Persamaan Dasar Metode MT	16
2.5 Fungsi Transfer Magnetotelurik	23

2.5.1 Fungsi Transfer Impedansi dan Tensor MT	24
2.5.2 Fungsi Transfer Geomagnetik	25
3.6 Dimensionalitas.....	26
2.6.1 Struktur Bumi 1-D	28
2.6.2 Struktur Bumi 2-D dengan Pendekatan Sepanjang Strike	33
2.6.3 Struktur Bumi 3-D	36
2.7 Efek Distorsi Elektromagnetik.....	36
2.8 <i>Phase Tensor</i>	39
2.9 Konsep Umum Panas Bumi	43

BAB III. METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Waktu dan Tempat Kerja Praktek.....	46
3.2 Alat dan Bahan.....	46
3.3 Diagram Alir	47
3.4 Prosedur Penelitian	49
3.4.1 Analisis <i>Geological Strike</i>	50
3.4.2 Analisis <i>Goelectrical Strike</i>	51
3.4.3 Membuat <i>Profile Trace</i> atau <i>Line</i>	56
3.4.4 Pemodelan inversi 1D dan 2D serta Intepretasi.....	57
3.5 Agenda Kegiatan.....	61

BAB IV. HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Analisis <i>Goelectrical Strike</i>	62
4.2 Analisis <i>Phase Tensor</i>	66
4.2.1 Analisis Dimensionalitas	66
4.2.2 Analisis <i>Goelectrical Strike</i>	71
4.3 Hasil Rotasi <i>Goelectrical Strike</i> dan <i>Goelectrical Strike</i>	81
4.3.1 Hasil Rotasi <i>Geological Strike</i>	82
4.3.2 Hasil Rotasi <i>Goelectrical Strike</i>	86
4.4 Hasil dan Pembahasan Model Inversi 1D <i>Dataset</i> <i>Goelectrical Strike</i>	91
4.5 Hasil dan Pembahasan Model Inversi 2D Ketiga <i>Dataset</i>	94
4.5.1 Model Inversi 2D pada <i>Line 1</i>	98
4.5.2 Model Inversi 2D pada <i>Line 2</i>	102
4.6 Analisis dan Intepretasi Model Komponen Panas Bumi	105

BAB V. PENUTUP

5.1 Kesimpulan	114
5.1 Saran	116

DAFTAR PUSTAKA

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 2.1 Rentang konduktivitas listrik (dan resistivitas) dari beberapa bahan Bumi yang umum	10
Gambar 2.2 Ilustrasi hubungan dimensi dengan skala. 2 pada badan 3D berada pada ruang setengah (halfspace) homogen 1	27
Gambar 2.3 Visualisasi <i>Skin Depth</i>	31
Gambar 2.4 Komponen medan listrik dan medan magnet dalam polarisasi TE dan TM pada model 2-D sederhana	34
Gambar 2.5 Persoalan dimensionalitas dan Distorsi	38
Gambar 2.6 Representasi <i>Phase Tensor Ellipse</i>	42
Gambar 2.7 Model Sistem Panas Bumi.....	45
Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian.....	48
Gambar 3.2 Perhitungan Sudut Arah dan Panjang Struktur dengan Fasilitas COGO	51
Gambar 3.3 Variabel yang dihasilkan tahap <i>load edi file</i>	52
Gambar 3.4 Graphical User Interface (GUI) pada analisis <i>phase tensor</i>	54
Gambar 3.5 Kurva Parameter Invariant <i>Phase Tensor</i>	55
Gambar 3.6 Representasi <i>ellipse</i> dari Data MT.....	56
Gambar 3.7 Titik stasiun dan Garis <i>line</i> atau <i>profile trace</i>	57
Gambar 3.8 <i>Mesh grid</i> sebelum inversi model 2D.....	60
Gambar 4.1 Digitasi Struktur Sesar Pada Peta Geologi	63
Gambar 4.2 Diagram <i>Rose</i> Pada Struktur Sesar Peta Geologi dengan Sudut Dominan N35°W atau N-35°	65
Gambar 4.3 Analisis Dimesionalitas Stasiun MT-04A	67
Gambar 4.4 Analisis Dimesionalitas Stasiun MT-18	69
Gambar 4.5 Analisis Dimesionalitas Stasiun MT-34A	71
Gambar 4.6 Hasil Analisis <i>Phase Tensor</i> Berupa Representasi Grafik <i>ellipse</i> dan Rose Diagram <i>Geoelectrical Strike</i> Pada Stasiun MT-04.....	73
Gambar 4.7 Hasil Analisis <i>Phase Tensor</i> Berupa Representasi Grafik <i>ellipse</i> dan Rose Diagram <i>Geoelectrical Strike</i> Pada Stasiun MT-18.....	75
Gambar 4.8 Hasil Analisis <i>Phase Tensor</i> Berupa Representasi Grafik <i>ellipse</i> dan Rose Diagram <i>Geoelectrical Strike</i> Pada Stasiun MT-34A.....	76
Gambar 4.9 Peta Sebaran Ellipsitas <i>Phase Tensor</i> Struktur Dimensionalitas 1D Terhadap Geologi.....	77

Gambar 4.10 Peta Sebaran Ellipsitas <i>Phase Tensor</i> Struktur Dimensionalitas 2D Terhadap Geologi	77
Gambar 4.11 Peta Sebaran Ellipsitas <i>Phase Tensor</i> Struktur Dimensionalitas 3D Terhadap Geologi	78
Gambar 4.12 Peta Sebaran Ellipsitas <i>Rose Diagram Geoelectrical Strike</i> Struktur Dimensionalitas 1D Terhadap Geologi	79
Gambar 4.13 Peta Sebaran Ellipsitas <i>Rose Diagram Geoelectrical Strike</i> Struktur Dimensionalitas 2D Terhadap Geologi	79
Gambar 4.14 Peta Sebaran Ellipsitas <i>Rose Diagram Geoelectrical Strike</i> Struktur Dimensionalitas 3D Terhadap Geologi	80
Gambar 4.15 Kurva <i>Sounding</i> Stasiun MT-04A <i>Geological Strike</i>	83
Gambar 4.16 Kurva <i>Sounding</i> Stasiun MT-18A <i>Geological Strike</i>	84
Gambar 4.17 Kurva <i>Sounding</i> Stasiun MT-34A <i>Geological Strike</i>	85
Gambar 4.18 Kurva <i>Sounding</i> Stasiun MT-04A <i>Geoelectrical Strike</i>	87
Gambar 4.19 Kurva <i>Sounding</i> Stasiun MT-18A <i>Geoelectrical Strike</i>	89
Gambar 4.20 Kurva <i>Sounding</i> Stasiun MT-34A <i>Geoelectrical Strike</i>	90
Gambar 4.21 Model Inversi 1D <i>Occam</i> dan Kurva <i>Sounding Apparent Rho</i> dan <i>Phase Mode Invariant</i> MT-04A	92
Gambar 4.22 Model Inversi 1D <i>Occam</i> dan Kurva <i>Sounding Apparent Rho</i> dan <i>Phase Mode Invariant</i> MT-18	93
Gambar 4.23 Model Inversi 1D <i>Occam</i> dan Kurva <i>Sounding Apparent Rho</i> dan <i>Phase Mode Invariant</i> MT-34A	94
Gambar 4.24 Peta Geologi Regional Daerah Penelitian	96
Gambar 4.25 Model Inversi 2D <i>Geoelectrical Strike Rotated</i> pada <i>Line 1</i>	98
Gambar 4.26 Model Inversi 2D <i>Geological Strike Rotated</i> pada <i>Line 1</i>	100
Gambar 4.27 Model Inversi 2D <i>Unrotated-Static Correction</i> pada <i>Line 1</i>	101
Gambar 4.28 Model Inversi 2D <i>Geoelectrical Strike Rotated</i> pada <i>Line 2</i>	103
Gambar 4.29 Model Inversi 2D <i>Geological Strike Rotated</i> pada <i>Line 2</i>	104
Gambar 4.30 Model Inversi 2D <i>Unrotated-Static Correction</i> pada <i>Line 3</i>	105
Gambar 4.31 Model Inversi 2D <i>Line 1</i> dan <i>Line 2 Geoelectrical Strike</i> secara <i>Cross Section</i>	106
Gambar 4.32 Perbandingan Model Penampang 2D <i>X-Section Line 1</i> dengan Model Inversi 2D Rotasi <i>Geoelectrical Strike Line 1</i>	108
Gambar 4.33 Perbandingan Model Penampang 2D <i>X-Section Line 2</i> dengan Model Inversi 2D Rotasi <i>Geoelectrical Strike Line 2</i>	110
Gambar 4.34 Model Komponen Panas Bumi pada <i>Line 1</i>	111
Gambar 4.35 Model Komponen Panas Bumi pada <i>Line 2</i>	113

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 2.1 Resistivitas Bulk Pada Beberapa Jenis Batuan yang Dipilih dengan Persentase Kandungan Air yang berbeda	9
Tabel 2.2 Permittivitas Listrik Relatif Pada Beberapa Bahan Bumi yang Umum. Sebagian besar nilai ini telah diukur pada 100 kHz dan lebih tinggi	11
Tabel 3.1 Agenda Kegiatan Tugas Akhir	61
Tabel 4.1 Hasil Pengukuran Jarak dan Sudut Arah Sesar melalui fasilitas COGO	64
Tabel 4.2 Parameter Invariant Hasil Perhitungan <i>Phase Tensor</i> pada Struktur 1D	80
Tabel 4.3 Parameter Invariant Hasil Perhitungan <i>Phase Tensor</i> pada Struktur 2D	81
Tabel 4.4 Parameter Invariant Hasil Perhitungan <i>Phase Tensor</i> pada Struktur 3D	81

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Bagian terpenting dalam studi Magnetotellurik (MT) adalah mendapatkan gambaran mengenai struktur resistivitas di bawah permukaan bumi. Data Magnetotellurik (MT) yang diperoleh dari akuisisi di lapangan memperlihatkan adanya pergeseran kurva vertikal antara resistivitas xy dan yx , hal ini dapat dipengaruhi oleh sumbu pengukuran tidak tegak lurus dan memotong arah struktur, pengaruh frekuensi dimensionalitas 3D, serta diakibatkan oleh adanya *noise* dan distorsi. Distorsi diakibatkan oleh heterogenitas konduktif dan resistif di dekat permukaan bumi dalam bentuk respon distorsi elektromagnetik (EM) yang dihasilkan oleh struktur konduktivitas regional. Jiracek dkk., (1990) menjelaskan bahwa distorsi medan listrik disebabkan oleh akumulasi muatan pada batas-batas heterogenitas konduktivitas dekat permukaan oleh fluks arus regional yang dipengaruhi oleh heterogenitas atau oleh topografi di dekat lokasi pengukuran. Adanya distorsi pada data magnetotellurik dapat menutupi

dimensionalitas yang sebenarnya dari struktur resistivitas bawah permukaan bumi hingga pada akhirnya dapat mengakibatkan terjadinya kesalahan interpretasi.

Berdasarkan permasalahan tersebut, maka diperlukan suatu analisa yang dapat mengidentifikasi dimensionalitas struktur bawah permukaan bumi serta arah *geoelectrical strike*. Sehingga, penentuan dimensionalitas dan sudut rotasi atau *geoelectrical strike* menjadi hal yang sangat penting karena dapat mempengaruhi hasil model inversi 2D. Ada beberapa cara untuk menentukan sudut rotasi, namun pada penelitian tugas akhir ini menggunakan metode *phase tensor* untuk menentukan *geoelectrical strike* dan dimensionalitas.

1.2 Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian Tugas Akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Menentukan sudut rotasi *geoelectrical strike* dan dimensionalitas berdasarkan analisis *phase tensor*.
2. Melakukan penggambaran representasi dari *phase tensor* dalam bentuk *ellipse* berdasarkan parameter *invariant* dari dimensionalitas.
3. Menentukan struktur dimensionalitas 1D, 2D dan 3D pada frekuensi data MT.

4. Membandingkan hasil pemodelan inversi 2D dari tiga *dataset* yang berbeda, yaitu *data set geoelectrical strike rotation*, *geological strike rotation* dan *data set* koreksi statik.
5. Membandingkan model inversi 2D terotasi *geoelectrical strike* dengan model 1D terotasi *geoelectrical strike*.
6. Mengidentifikasi dan menginterpretasi komponen panas bumi pada lapangan panas bumi “ABL”.

1.3 Batasan Masalah

Pada penelitian Tugas Akhir ini menggunakan data sekunder Magnetotellurik (MT) yang berformat EDI file milik PT. Geo Dipa Energi yang sudah dilakukan pengolahan sebelumnya. Ada dua jenis data sekunder, yaitu data yang sudah dilakukan koreksi statik (*undistorted*) dan data yang belum dilakukan koreksi statik (*distorted*). Analisis *phase tensor* hanya dapat dilakukan pada data EDI file yang memiliki *section* MTSECT.

1.4 Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian Tugas Akhir ini adalah:

1. Mengetahui besar sudut arah *geoelectrical strike* yang digunakan sebagai nilai rotasi tensor data MT.

2. Mengetahui struktur dimensionalitas dari data Magnetotellurik berdasarkan analisis *phase tensor*.
3. Memperoleh penggambaran yang akurat dari struktur resistivitas bawah permukaan bumi melalui pemodelan inversi 1D dan 2D melalui analisis *phase tensor*.
4. Dapat menentukan komponen panas bumi pada lapangan panas bumi "ABL"..

BAB II

TEORI DASAR

2.1 Metode Magnetotellurik

Metoda magnetotellurik (MT) adalah metoda geofisika pasif dengan bantuan medan elektromagnetik (EM) alam. Medan EM memiliki rentang spektrum frekuensinya antara 10^{-5} Hz hingga 10^4 Hz. Pada frekuensi sangat rendah atau kurang dari 1 Hz merupakan frekuensi yang dihasilkan oleh fenomena *solar wind*. *Solar wind* mengandung partikel-partikel muatan listrik yang berinteraksi dengan medan magnet permanen bumi sehingga menghasilkan variasi medan EM (H. Grandis, 2007).

Sumber sinyal medan EM bagi menjadi dua berdasarkan besar frekuensi, yaitu:

- a. Sinyal EM frekuensi rendah (< 1 Hz) diakibatkan dengan adanya fenomena *solar wind* atau interaksi antara angin matahari dengan magnet bumi. *Solar wind* adalah pergerakan plasma ion H dan He dari matahari yang selanjutnya berinteraksi dengan medan magnet bumi. *Solar wind*

kemudian terdefleksi akibat interaksi antara plasma ion H dan He dengan medan magnet bumi sehingga membentuk lapisan magnetosfer. Perubahan nilai medan magnet di bagian magnetosfer dapat mengakibatkan proses induksi arus listrik yang besar di bagian ionosfer. Sehingga, perubahan arus di ionosfer dan medan magnet yang terukur di permukaan bumi tergantung aktivitas.

- b. Sinyal EM frekuensi tinggi (> 1 Hz) diakibatkan oleh aktivitas meteorologi seperti petir ataupun badai. Pada saat petir mencapai dan merambat pada permukaan bumi, hal tersebut menyebabkan medan magnet di permukaan bumi mengalami perubahan. Apabila petir ini mencapai permukaan bumi berulang kali maka medan magnet di bumi akan terus mengalami perubahan yang kemudian juga merubah fluks magnet. Fluks magnet tersebut kemudian menginduksi arus listrik di bawah permukaan bumi sehingga menghasilkan medan magnet sekunder.

Medan EM sekunder bumi diakibatkan oleh variasi medan EM yang menyebabkan terjadinya refraksi vertikal gelombang EM yang ditransmisikan ke permukaan bumi. Variasi medan EM yang merambat ke permukaan bumi menyebabkan induksi arus listrik (*Eddy Current*). Arus listrik tersebut kemudian menghasilkan medan EM sekunder bumi yang memodifikasi

medan EM total di permukaan bumi. Medan EM tersebut yang dimanfaatkan untuk mendapatkan informasi mengenai resistivitas bawah permukaan bumi.

Medan elektromagnetik (EM) primer merambat secara vertikal kebumi karena adanya kontras resistivitas yang besar antara lapisan udara dengan bumi. Medan EM primer tersebut menginduksi *eddy current* di bawah permukaan bumi (arus tellurik) sehingga amplitudo dan fase gelombang berubah sehingga menghasilkan medan EM sekunder di dalam Bumi. Total medan EM yang terukur oleh *receiver* adalah jumlah dari medan EM primer dan sekunder. Medan EM sekunder inilah yang diukur oleh *receiver* sebagai respon alami gelombang elektromagnetik dalam rentang gelombang yang telah ditentukan. Semakin rendah gelombang maka semakin dalam juga gelombang sekunder tersebut berasal dari bawah permukaan (H. Grandis, 2007).

2.2 Sifat Elektromagnetik Material Bumi

Karena MT adalah salah satu metode yang memanfaatkan gelombang EM, sifat batuan yang menjadi perhatian adalah sifat kelistrikan dan kemagnetan pada material tertentu yang menggambarkan perilaku medium dalam kaitannya dengan penetrasi medan EM.

2.2.1. Sifat Kelistrikan Batuan dan Mineral

Sifat listrik dari suatu bahan dijelaskan oleh konduktivitas atau kebalikan dari parameter resistivitas dan permitivitas listrik .

Konduktivitas Listrik

Konduktivitas listrik mengukur kemampuan material untuk menghantarkan arus listrik. Parameter ini merupakan sifat batuan dan mineral, bahwa - untuk bahan Bumi yang umum - mencakup banyak orde dengan besaran. Variasi nilai konduktivitas yang teramati tidak hanya terkait dengan konduktivitas listrik yang berbeda-beda dari berbagai jenis dan komposisi batuan perlapisan, tetapi juga terhadap keseluruhan kondisi fisik medium. Peningkatan suhu akan menurunkan resistivitas (studi laboratorium pada granit kering, basal dan gabbros oleh Kariya dan Shankland (1983) menunjukkan penurunan resistivitas sebesar dua kali lipat ketika kenaikan suhu dari 500 ° C sampai 1000 ° C), sedangkan Lingkungan basah lebih cenderung lebih konduktif daripada lingkungan yang kering.

Tabel 2.1. Resistivitas bulk pada beberapa jenis batuan yang dipilih dengan persentase kandungan air yang berbeda (Telford dkk, 1990). Kandungan air yang lebih tinggi menghasilkan resistivitas bulk yang lebih rendah

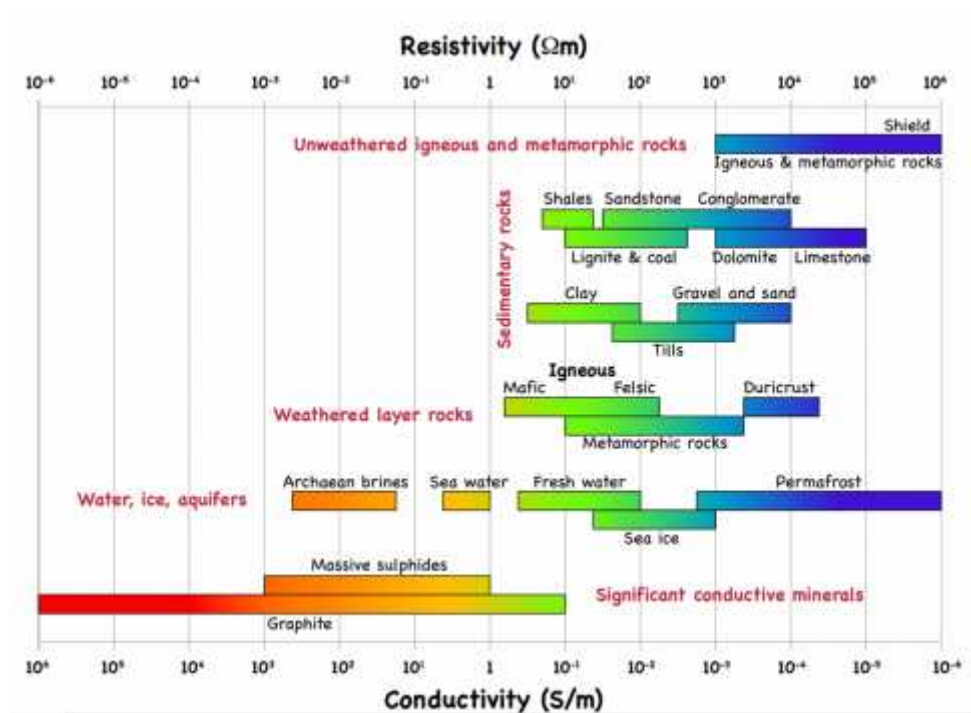
Tipe Batuan	%H₂O	Resistivitas Batuan
<i>Siltstone</i>	0.54	1.5×10^4
<i>Siltstone</i>	0.38	5.6×10^8
<i>Coarse grain Sandstone</i>	0.39	9.6×10^8
<i>Coarse grain Sandstone</i>	0.18	10^8
<i>Medium grain Sandstone</i>	1.0	4.2×10^3
<i>Medium grain Sandstone</i>	0.1	1.4×10^8
<i>Graywacke sandstone</i>	1.16	4.7×10^3
<i>Graywacke sandstone</i>	0.45	5.8×10^4
<i>Peridotite</i>	0.1	3×10^3
<i>Peridotite</i>	0	1.8×10^7
<i>Granite</i>	0.31	4.4×10^3
<i>Granite</i>	0.19	1.8×10^6
<i>Basalt</i>	0.95	4×10^4
<i>Basalt</i>	0.95	4×10^4
<i>Olivine-pyrox</i>	0.028	2×10^4
<i>Olivine-pyrox</i>	0	5.6×10^7

Pada hukum Ohm terutama pada persamaan pokok pertama, menjelaskan hubungan antara kerapatan arus listrik \underline{j} dengan medan listrik \underline{E} dengan berdasarkan sifat bahan yaitu konduktivitas $\underline{\sigma}$, ditulis dengan persamaan:

$$\underline{j} = \underline{\sigma} \underline{E} \quad (2.1)$$

Karena medan listrik \underline{E} dan kerapatan arus \underline{j} adalah vektor, jumlah kuantitas $\underline{\sigma}$ harus tensor. Jika dua arah koordinat ortogonal dari tensor yang dipilih untuk berada pada arah konduktivitas maksimum dan minimum, semua elemen non-diagonal tensor adalah nol. Mengingat mineral isotropik (seragam pada segala arah) atau batuan, ketiga nilai

utama konduktivitasnya sama dan konduktivitasnya dapat diperlakukan sebagai skalar (Miensopust, 2010).



Gambar 2.1 Rentang konduktivitas listrik (dan resistivitas) dari beberapa bahan Bumi yang umum (Martí, 2006) dan (Palacky, 1987).

Permitivitas Listrik

Permitivitas () menggambarkan bagaimana medan listrik mempengaruhi dan dipengaruhi oleh media dielektrik, dan merupakan ukuran kemampuan material untuk dipolarisasi oleh medan listrik eksternal, sehingga mengurangi medan listrik total di dalam medium; Hal ini berkaitan dengan sifat material mentransmisikan atau meloloskan medan listrik.

Persamaan pokok kedua, yang menghubungkan medan listrik \underline{E} dengan perpindahan listrik \underline{D} , yaitu:

$$\underline{D} = \underline{\epsilon} \underline{E} \quad (2.2)$$

dimana $\underline{\epsilon}$ adalah permitivitas listrik, yang didasarkan pada permitivitas listrik dari vakum $\epsilon_0 = 8.854 \cdot 10^{-12} \text{ As / Vm}$ dan tanpa unit, permitivitas listrik relatif (ϵ_r), yang spesifik dari bahan:

$$\epsilon = \epsilon_r \cdot \epsilon_0 \quad (2.3)$$

Permitivitas listrik relatif bervariasi dari $\epsilon_r = 1$ untuk vakum sampai $\epsilon_r=80,36$ untuk air pada suhu 20°C (Telford dkk., 1990). Tabel 2.2 mencantumkan permitivitas listrik relatif dari beberapa bahan bumi yang umum.

Tabel 2.2 Permitivitas listrik relatif pada beberapa bahan Bumi yang umum. Sebagian besar nilai ini telah diukur pada 100 kHz dan lebih tinggi (Telford dkk, 1990), namun permitivitasnya cenderung sekitar 30% lebih tinggi untuk frekuensi yang sangat rendah.

Material	Permitivitas Relatif
<i>Vacuum</i>	1
<i>Air</i>	1
<i>Peridotite</i>	8.6
<i>Biotite</i>	4.7-9.3
<i>Muscovite</i>	6.19-8
<i>Quartz</i>	4.2-5
<i>Granite (dry)</i>	4.8-18.9
<i>Gabbro</i>	8.5-40
<i>Geneiss</i>	8.5
<i>Basalt</i>	12
<i>Dolomite</i>	6.8-8
<i>Sandstone (dry to moist)</i>	4.7-12
<i>Plagioclase Feldspar</i>	5.4-7.1
<i>Water (20°C)</i>	80.36

Kerapatan arus total (j) didapat melalui perhitungan kerapatan arus muatan bebas (j_f) ditambah dengan perpindahan arus:

$$\underline{j} = \underline{E} + \frac{-\underline{\partial}}{\sigma} \quad (2.4)$$

Proses induksi EM menjadi terdifusi atau menyebar jika periode/waktu kedua di sisi kanan Persamaan 2.4 (perpindahan arus) sangat kecil dibandingkan dengan waktu pertama. Menggunakan hubungan dalam Persamaan 2.1 dan 2.2, serta pada kenyataannya bahwa periode ($T = 2 / \omega$), Dimana ω adalah frekuensi osilasi medan listrik, dan diasumsikan bahwa perpindahan arus dapat diabaikan, hal ini dijelaskan oleh persamaan:

$$E \gg \frac{-\underline{\partial}}{\sigma} \text{ dan } l \gg \frac{-\underline{\partial}}{\sigma E} = \frac{E_i}{\sigma E} = \frac{E}{\sigma} \quad (2.5)$$

dan karena perpindahan arus sangatlah kecil sehingga dapat diabaikan, jika:

$$T \gg \frac{l}{\sigma} \quad (2.6)$$

Bahkan pada frekuensi yang sangat tinggi (kisaran frekuensi MT: 10^{-5} s - 10^5 s) dan di lingkungan yang sangat resistif, perpindahan arus paling tidak lebih kecil satu orde dari pada waktu difusi. Seperti yang telah dibahas di atas, permitivitas listrik maksimum sekitar $100 \times \epsilon_0$, yang bersamaan dengan nilai konduktivitas minimal 10^{-6} S/m membuat perpindahan arus sebanding dengan arus konduksi jika *periode of interest*

sekitar 10^{-4} s atau kurang. Dengan memperhitungkan bahwa nilai konduktivitas yang lebih besar sangatlah mungkin terjadi dan kebanyakan pengukuran MT mungkin tidak mencatat data pada 10^{-5} s, Persamaan 2.6 berlaku hampir untuk semua data MT, oleh karena itu perpindahan arus dapat diabaikan dan induksi EM di Bumi dapat diperlakukan sebagai proses difusi murni hal ini yang disebut pendekatan kuasi-statis (*quasi-static approximation*).

2.2.2 Sifat Kemagnetan Batuan dan Mineral

Permeabilitas (μ) adalah tingkat magnetisasi material yang merespon secara linear terhadap medan magnet. Jika mediumnya isotropik, permeabilitas adalah skalar, sedangkan untuk media anisotropik linier maka akan menjadi tensor baris kedua.

Persamaan pokok ketiga menggambarkan hubungan antara induksi magnetik \underline{B} , intensitas magnetik \underline{H} dan permeabilitas magnetik μ :

$$\underline{B} = \mu \underline{H} \quad (2.7)$$

Permeabilitas magnetik μ adalah kombinasi antara permeabilitas vakum $\mu_0 = 4 \cdot 10^{-7} \text{ Vs / Am}$ dan permeabilitas relatif tanpa satuan, untuk bahan tertentu:

$$\mu = \mu_r \cdot \mu_0 \quad (2.8)$$

Untuk sebagian besar material bumi, permeabilitas sangat dekat dengan nilai ruang kosong (vakum), kecuali batuan yang mengandung sejumlah besar zat besi. Sebagai contoh, batuan basal yang mengandung magnetit 2 vol % (Fe_3O_4) memiliki nilai permeabilitas relatif (μ_r) sebesar 1,08, dan lempung basalt dengan magnetit 5 vol % adalah $\mu_r = 1,18$. Gabbros dan peridotit, dengan kandungan magnetite khas, memiliki nilai permeabilitas relatif serupa. Kao dan Orr (1982) mengansumsi bahwa $\mu = \mu_0$ dapat menyebabkan interpretasi data MT yang tidak tepat jika ada lapisan mineral yang memiliki nilai magnet tinggi. Kao dan Orr (1982) menunjukkan bahwa lapisan yang dimagnetisasi dapat disalahartikan sebagai lapisan yang tidak termagnetisasi, yang (μ_r -waktu) lebih resistif dan (μ_r -waktu) lebih tebal daripada yang dimagnetisasi. Hal ini menjadi masalah terutama ketika daerah yang menjadi pos akhir dari deposit mineral, yang memiliki permeabilitas berkali-kali lebih tinggi daripada nilai ruang kosong (vakum) μ_0 , jika penelitian dengan menggunakan frekuensi tinggi (Telford dkk, 1990).

2.3 Asumsi-asumsi Metode MT

Sejumlah asumsi penyederhanaan (beberapa telah dibahas di bagian sebelumnya) berlaku saat mempertimbangkan induksi EM di Bumi untuk

kasus MT. Asumsi ini telah dibahas di beberapa publikasi dan dirangkum di laporan Tugas Akhir ini, berikut beberapa asumsi mengenai Magnetotellurik:

- a) Persamaan elektromagnetik Maxwell,
- b) Bumi tidak menghasilkan energi electromagnet, tapi hanya menyerap atau membuangnya.
- c) Jauh dari sumber elektromagnet (EM), semua bidang dapat dianggap konservatif dan analitis, dapat terdiferensialkan pada semua tempat.
- d) Medan EM alami yang dihasilkan oleh sistem ionosfer dianggap *uniform*, Sumber EM yang digunakan oleh metode MT dapat dianggap seragam, Gelombang EM terpolarisasi gelombang pesawat, yang dihasilkan pada sumber yang relatif jauh (dari permukaan Bumi) dan memiliki sudut kejadian mendekati vertikal ke permukaan bumi. Perkiraan gelombang pesawat ini bisa saja salah jika pengukuran dilakukan pada teori kutub atau daerah khatulistiwa, jika karena alasan lain, sumbernya dianggap terlalu dekat.
- e) Tidak terdapat akumulasi muatan bebas pada bumi berlapis 1D. Dalam bumi 2D atau 3D, efek static shift non-induktif dapat disebabkan oleh muatan yang terakumulasi dan hilang seiring diskontinuitas konduktivitas.
- f) Bumi bertindak sebagai konduktor ohmik dan muatan dikonservasi, yaitu, $\nabla \cdot j = 0$ dan $\nabla \times E = -\dot{B}$, dimana j adalah kerapatan arus listrik,

adalah densitas muatan, σ adalah konduktivitas medium dan E adalah medan listrik.

- g) Medan perpindahan elektrik bersifat kuasi-statik, kuasi-statik adalah rentang periode yang digunakan dalam MT (kira-kira 10^{-5} s - 10^5 s) variasi waktu perpindahan arus yaitu kecil dibandingkan dengan variasi waktu konduksi arus dan dapat diabaikan.
- h) Setiap variasi permitivitas listrik dan permeabilitas magnetik dalam batuan dan mineral dapat diabaikan, dicocokkan dengan variasi konduktivitas batuan total (*bulk conductivity*).

Zona permukaan terlokalisir dari peningkatan suseptibilitas magnetik akan meningkatkan secara bebas medan magnet terukur pada konduktivitas dan juga distorsi galvanik terutama bergantung pada konduktivitas dan mungkin tidak bergantung pada distribusi suseptibilitas magnetik dekat permukaan, dan oleh karena itu, paling tidak dalam teori, permeabilitas dan konduktivitas dapat dibedakan dalam beberapa kasus.

2.4 Persamaan Dasar Metode MT

Persamaan dasar teori EM adalah persamaan Maxwell yang menggambarkan perilaku medan listrik dan medan magnet dan interaksinya. Oleh karena itu,

pada frekuensi apapun, prinsip fisika metode MT didasarkan pada keempat persamaan ini:

- a) *Hukum Gauss I* pada medan listrik: Medan listrik (atau perpindahan listrik $D = \epsilon_0 E$) merupakan suatu medan yang sumbernya berasal dari densitas muatan. Perpindahan listrik melalui permukaan tertutup pada suatu ruang sebanding dengan muatan listrik di dalam ruang tersebut,

$$\nabla \cdot \underline{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad (2.9)$$

- b) *Hukum Faraday* menyatakan bahwa perubahan fluks magnetik menyebabkan medan listrik dengan gaya gerak listrik berlawanan dengan variasi fluks magnetik yang menyebabkannya.

$$\nabla \times \underline{E} = -\frac{\partial \underline{B}}{\partial t} \quad (2.10)$$

- c) *Hukum Gauss II* untuk medan magnet: Hukum Gauss untuk medan magnet: Medan magnet memiliki sumber bebas. Tidak ada muatan bebas magnetik dan monopoles magnetik tidak ada,

$$\nabla \cdot \underline{B} = 0 \quad (2.11)$$

- d) *Hukum Ampere-Maxwell*: Medan magnet bergantung pada kerapatan/densitas arus listrik suatu muatan bebas dan variasi waktu perpindahan listrik. Medan magnet sepanjang tepi permukaan sama dengan jumlah arus listrik dan variasi waktu dari perpindahan arus melalui permukaan,

$$\nabla \times \underline{H} = \underline{j}_f + \frac{\partial \underline{D}}{\partial t} \quad (2.12)$$

Dalam permasalahan teori EM, masing-masing medan harus memenuhi persamaan Maxwell, dan persamaan turunannya. Selain itu, kondisi yang sesuai perlu diterapkan pada batasan antara daerah homogen yang terlibat dalam masalah, misalnya, di antarmuka udara-Bumi. Ward dan Hohmann (1987) memberikan gambaran umum tentang masalah nilai batas yang umum digunakan. Mereka menunjukkan bahwa kondisi batas dapat diturunkan dari bentuk integral dari Persamaan Maxwell, yang dapat diturunkan dengan menerapkan teorema Stokes. Ini mengasumsikan bahwa komponen normal curl dari vektor, yang diintegrasikan di atas permukaan, sama dengan integral kontur dari komponen tangensial vektor, yaitu,

$$\int_{\mathcal{S}} (\nabla \times \mathbf{A}) \cdot \mathbf{n} = \oint_{\mathcal{C}} \mathbf{A} \cdot d\mathbf{l} \quad (2.13)$$

Oleh karena itu, dengan mengasumsi bahwa permukaan \mathcal{S} tidak memiliki variasi waktu, maka *Hukum Faraday* (Persamaan 2.10) dan *Hukum Ampere* (Persamaan 2.12) menjadi

$$\oint_{\mathcal{C}} \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} = -\frac{\partial}{\partial t} \int_{\mathcal{S}} \mathbf{B} \cdot \mathbf{n} \quad (2.14)$$

dan

$$\oint_{\mathcal{C}} \mathbf{H} \cdot d\mathbf{l} = 1 - \frac{\partial}{\partial t} \int_{\mathcal{S}} \mathbf{D} \cdot \mathbf{n} \quad (2.15)$$

Kemudian arus didefinisikan sebagai $I = \int_{\mathcal{S}} \mathbf{J} \cdot \mathbf{n}$. dengan menggunakan teorema divergensi dan gaus

$$\int_S (\mathbf{V} \cdot \mathbf{A}) = \oint_C \mathbf{A} \cdot \mathbf{n} \quad (2.16)$$

dimana S menunjukkan permukaan tertutup volume V dan n adalah satuan yang berorientasi ke luar, Hukum Gauss (Persamaan 2.9 dan 2.11) menjadi

$$\oint_S \mathbf{E} \cdot \mathbf{n} = \frac{q}{\epsilon_0} \quad (2.17)$$

dan

$$\oint_S \mathbf{B} \cdot \mathbf{n} = 0 \quad (2.18)$$

Dengan mempertimbangkan semua asumsi metode MT, Persamaan Maxwell dapat disederhanakan dengan mengasumsikan gelombang pesawat dengan keselarasan waktu yang tergantung pada bentuk $e^{+i t}$ sehingga :

$$\frac{\partial}{\partial t} = i B \quad (2.19)$$

Menerapkan asumsi bahwa bumi bertindak sebagai konduktor dan Hukum Ohm terhadap Hukum Ampère Maxwell dan dalam bentuk divergensi, sehingga menjadi

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{H}) &= \nabla \cdot (\mathbf{E}) \\ 0 &= \nabla \mathbf{E} + \mathbf{E} \nabla \end{aligned} \quad (2.20)$$

melakukan substitusi dengan Hukum Gauss untuk medan listrik menghasilkan persamaan:

$$0 = \frac{q}{\epsilon_0} + \underline{E} \nabla \rightarrow \frac{q}{\epsilon_0} = -\frac{\underline{E} \nabla q}{\sigma} = -\underline{E} \nabla \ln \quad (2.21)$$

Kemudian menerapkan atau memasukan Persamaan 2.19 dan 2.21 kedalam Persamaan Hukum Ohm, sehingga:

$$\nabla \cdot \underline{E} = -\underline{E} \nabla \ln \quad (2.22)$$

$$\nabla \times \underline{E} = -i \underline{B} \quad (2.23)$$

$$\nabla \cdot \underline{B} = 0 \quad (2.24)$$

dan

$$\nabla \times \underline{B} = \mu_0 \underline{E} \quad (2.25)$$

Untuk mendapatkan persamaan difusi dalam hal medan listrik dan medan magnet, curl perlu diambil dari masing-masing Persamaan 2.23 dan Persamaan 2.24. Oleh karena itu, kita dapat menggunakan dua identitas vektor terbukti berikut ini:

$$\nabla \times (\nabla \times \underline{A}) = \nabla(\nabla \cdot \underline{A}) - \nabla^2 \underline{A} \quad (2.26)$$

dan

$$\nabla \times (\underline{A} \times \underline{B}) = \underline{A} \nabla \cdot \underline{B} - \underline{B} \nabla \cdot \underline{A} + \underline{B} \times \nabla \underline{A} - \underline{A} \times \nabla \underline{B} \quad (2.27)$$

dimana \underline{A} adalah medan vektor dan ∇ adalah bidang skalar.

Pada persamaan difusi medan listrik yaitu:

$$\nabla \times (\nabla \times \underline{E}) = \nabla \times (-i \underline{B}) \quad (2.28)$$

Dan persamaan difusi medan magnet yaitu:

$$\nabla \times (\nabla \times B) = \nabla \times (\mu_0 E) \quad (2.29)$$

Pada kasus ruang isotropik atau homogen konduktivitas ($\sigma = 0$) akan selalu tetap atau konsisten ($\nabla \cdot J = 0$), sehingga dari Persamaan 2.28 dan Persamaan 2.29 dapat ditulis kembali menjadi:

$$\nabla^2 \underline{E} = -i \omega \mu_0 \underline{E} \quad (2.30)$$

dan

$$\nabla^2 \underline{B} = -i \omega \mu_0 \underline{B} \quad (2.31)$$

Persamaan diatas adalah persamaan diferensial orde kedua dengan penyelesaian yang valid pada medan vertikal, sumber eksternal medan (fungsi z adalah geometri sumber dan $\frac{\partial}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} = 0$) dan persamaanya adalah:

$$\underline{E} = \underline{E}_1 e^{i\omega t - qz} + \underline{E}_2 e^{i\omega t + qz} \quad (2.32)$$

dan

$$\underline{B} = \underline{B}_1 e^{i\omega t - qz} + \underline{B}_2 e^{i\omega t + qz} \quad (2.33)$$

Istilah kedua di sisi kanan persamaan diatas akan meningkat seiring pertambahan kedalaman (z). Karena Bumi tidak menghasilkan energi EM, namun hanya membuang atau menyerapnya, amplitudo dari istilah ini harus diatur ke masing-masing $E_2 = 0$ dan $B_2 = 0$. Dalam kasus ruang setengah homogen (di mana $\frac{\partial}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} = 0$), menerapkan penyelesaian

seperti yang dijelaskan pada Persamaan 2.32 dan Persamaan 2.33 menyebabkan:

$$\nabla^2 \underline{E} = \frac{\partial^2 \underline{E}}{\partial z^2} = q^2 \underline{E} e^{i t - qz} = q^2 \underline{E} \quad (2.34)$$

Karena itu Persamaan 2.30 menjadi :

$$\begin{aligned} q^2 \underline{E} &= i \mu_0 \sigma \underline{E} \\ q^2 &= i \mu_0 \sigma \end{aligned} \quad (2.35)$$

atau

$$\begin{aligned} q &= \sqrt{\omega \mu_0 \sigma} = \sqrt{i} \sqrt{\omega \mu_0 \sigma} = \pm \frac{(1+i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\omega \mu_0 \sigma} \\ &= \pm \sqrt{\frac{\omega \mu_0 \sigma}{2}} + i \sqrt{\frac{\omega \mu_0 \sigma}{2}} \end{aligned} \quad (2.36)$$

dengan menggunakan

$$\sqrt{i} = \frac{(1+i)}{\sqrt{2}} \Rightarrow i = \frac{\pm(1+i)^2}{2} = \frac{1+2i+i^2}{2} = \frac{1+2i+1}{2} \quad (2.37)$$

inversi dari bagian real q dikenal sebagai *skin depth* () EM yang bergantung pada frekuensi,

$$= \frac{1}{R(q)} = \sqrt{\frac{2}{\mu \sigma}} \quad (2.38)$$

dan inversi dari q disebut sebagai fungsi transfer schmucker-weidelt.

$$C = \frac{1}{q} \quad (2.39)$$

Fungsi transfer Schmucker-Weidelt bersifat kompleks dan bergantung pada frekuensi dan memiliki dimensi panjang. Dengan menggunakan asumsi homogen setengah ruang ($\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0$) dan hukum *Faraday*, kita

mendapatkan hubungan antara q dengan komponen medan listrik dan magnet yang berbeda.

$$\begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial t} \Rightarrow qEy = -i Bx \\ -\frac{\partial}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial t} \Rightarrow qEx = -i By \end{aligned} \quad (2.40)$$

Oleh karena itu fungsi transfer Schmucker-Weidelt juga dapat dinyatakan sebagai hubungan antara komponen medan listrik dan medan magnet

$$C = \frac{1}{q} = \frac{E}{i} = -\frac{E}{i} \quad (2.41)$$

Kemudian menggabungkan Persamaan 2.41 dengan q pada Persamaan 2.36 sehingga menghasilkan:

$$= \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|q|^2(\omega)} \mu_0 = |C|^2 \mu_0 \quad (2.42)$$

dimana σ dan μ_0 adalah resistivitas dan konduktivitas masing-masing setengah ruang homogen. Karena C kompleks, fasa ϕ juga bisa diturunkan dan ditulis sebagai

$$= \tan^{-1} \left(\frac{R}{L} \right) \quad (2.43)$$

(Cagniard, 1953).

2.5 Fungsi Transfer Magnetotelurik

Fungsi transfer MT didefinisikan sebagai fungsi yang menghubungkan medan EM terukur pada frekuensi tertentu. fungsi transfer hanya tergantung pada sifat listrik dari bahan yang dilalui gelombang EM dan bukan pada sumber EM. Hal ini hanya berlaku pada definisi transfer MT yang sederhana pada

MT pasif . Seperti fungsi transfer *Schmucker-Weidelt* yang disebutkan di atas, fungsi transfer MT yang lainpun masih sering berlaku. Fungsi transfer MT direpresentasikan atau disajikan oleh suatu tensor impedansi atau tensor MT dan fungsi transfer geomagnetik (juga dikenal sebagai vektor tipper atau fungsi pemindahan magnet vertikal).

2.5.1 Tensor Impedansi dan Tensor MT

Tensor impedansi (Z) adalah kompleks baris kedua, tergantung frekuensi matriks. Ini adalah deskripsi fenomenologis tentang hubungan komponen listrik horisontal ortogonal (E_x, E_y) dan komponen medan magnet (H_x, H_y atau $B_x / \mu_0, B_y / \mu_0$ berurutan) pada frekuensi tertentu:

$$\underline{E} = \underline{Z} \frac{\underline{B}}{\mu_0} \quad \text{atau} \quad \begin{pmatrix} E \\ E \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z & Z \\ Z & Z \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{B}{\mu_0} \\ \frac{B}{\mu_0} \end{pmatrix} \quad (2.44)$$

atau menerapkan hubungan $\underline{B} = \mu_0 \underline{H}$ (Persamaan 2.7), menghasilkan persamaan ekuivalen

$$\underline{E} = \underline{Z} \underline{H} \quad \text{atau} \quad \begin{pmatrix} E \\ E \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z & Z \\ Z & Z \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H \\ H \end{pmatrix} \quad (2.45)$$

Weaver dkk. (2000) memperkenalkan istilah tensor MT (M), yang merupakan deskripsi identik dari fungsi transfer, kecuali bahwa ia menggunakan \underline{B} sebagai pengganti medan \underline{H} :

$$\underline{E} = \underline{M} \underline{B} \quad \text{atau} \quad \begin{pmatrix} E \\ E \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M & M \\ M & M \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B \\ B \end{pmatrix} \quad (2.46)$$

Kedua tensor (Z dan M) adalah bilangan kompleks, dan dengan demikian setiap elemen matriks adalah bilangan kompleks yang mengandung bagian real dan imajiner, setiap komponen tidak hanya memiliki besaran, tetapi juga fase.

2.5.2 Fungsi Transfer Geomagnetik

Fungsi transfer geomagnetik (T) menggambarkan hubungan antara komponen medan magnet horizontal dan vertikal sebagai:

$$H_z = (T_x, T_y) \begin{pmatrix} H \\ H \end{pmatrix} \quad (2.47)$$

Fungsi transfer geomagnetik adalah fungsi bilangan kompleks dan vektor bergantung frekuensi. Representasi yang umum digunakan dari vektor ini adalah *induction arrow*, konsepnya terdapat dua yang dikemukakan oleh Parkinson (1959, 1962) dan Wiese (1962). *Induction arrow* memiliki dua komponen real dan imajiner dan tak berdimensi

$$\underline{T}_{Re} = (Re T_x, Re T_y) \quad (2.48)$$

dan

$$\underline{T}_{Im} = (Im T_x, Im T_y) \quad (2.49)$$

Kedua persamaan diatas merepresentasikan komponen real dan imajiner dari fungsi transfer geomagnetik pada bidang *xy*. *Induction arrow* dapat digunakan untuk menunjukkan ada tidaknya variasi konduktivitas lateral, karena medan magnet vertikal dihasilkan oleh gradien

konduktivitas lateral (Simpson dan Bahr, 2005). Ada dua konvensi yang digunakan untuk menentukan *induction arrow*:

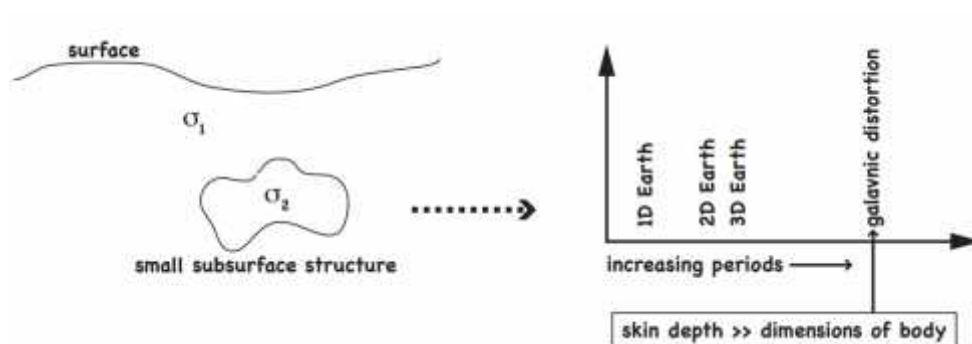
- a) Konvensi Parkinson (1959), konvensi ini menjelaskan bahwa *induction arrow* umumnya mengarah ke zona konduktor. Panah real atau fase awal diberikan oleh $(-Re T_x i - Re T_y j)$ dan panah imajiner atau kuadratur oleh $(Im T_x i + Im T_y j)$, di mana i, j adalah vektor unit Cartesian terhadap magnetik utara dan timur.
- b) Konvensi Wiese (1962), konvensi ini menjelaskan bahwa *induction arrow* umumnya mengarah ke zona konduktor. Komponen real dari *induction arrow* ditulis sebagai $\sqrt{R T_x^2 + R T_y^2}$ dan sudutnya yaitu $\arctan\left(\frac{R T_y}{R T_x}\right)$. Sedangkan komponen imajiner dari *induction arrow* ditulis sebagai $\sqrt{I_1 T_x^2 + I_1 T_y^2}$ dan sudutnya yaitu $\arctan\left(\frac{I_1 T_y}{I_1 T_x}\right)$.

Meskipun kedua konvensi dapat ditemukan dalam publikasi dan presentasi, konvensi Parkinson lebih umum digunakan (Jones, 1986; Simpson dan Bahr, 2005).

2.6 Dimensionalitas

Kompleksitas tensor impedansi bergantung pada dimensi medium bawah permukaan. Dalam kasus 1D dan 2D ada beberapa penyederhanaan yang

menjadi tidak benar setelah kompleksitas struktur meningkat. Penting untuk diingat bahwa dimensi selalu bergantung pada skala. Konduktivitas σ_2 pada struktur 3D dicocokkan dengan konduktivitas σ_1 ruang setengah homogen akan memiliki respons 1D asalkan periodenya cukup pendek dan skindepthnya lebih kecil dibandingkan dengan dimensi terpendek dari bodi 3D. Dengan bertambahnya periode, kedalaman kulit meningkat dan menjadi sebanding dengan setidaknya satu dimensi tubuh, menghasilkan respons MT multidimensional. Untuk periode tinggi, dimana skindepth jauh lebih besar daripada dimensi target, anomali yang disebabkan oleh target menjadi lemah, hal tersebut dikenal sebagai distorsi galvanik, Gambar 2.2 menunjukkan sketsa perubahan dimensi dari Bumi 1D ke 2D dan Bumi 3D serta akhirnya menimbulkan efek distorsi, hal tersebut tergantung pada struktur dan lokasinya, tidak semua keempat dimensi selalu sesuai dengan teori yang ada.



Gambar 2.2 Ilustrasi hubungan dimensi dengan skala. σ_2 pada badan 3D berada pada ruang setengah (*halfspace*) homogen σ_1 . Pemilihan skindepth menyebabkan respons MT akan menjadi 1D, 2D atau 3D dan selanjutnya efek distorsi galvanik pada periode tinggi (Simpson dan Bahr, 2005).

2.6.1 Struktur Bumi 1-D

Untuk kasus sederhana dari Bumi berlapis 1D, isotropik (i.e., konduktivitas hanya berubah terhadap perubahan kedalaman) komponen diagonal (Z_{xx} dan Z_{yy}) dari tensor impedansi, yang terkait dengan medan listrik dan magnet paralel, adalah nol. Karena tidak ada variasi konduktivitas lateral, elemen off-diagonal (Z_{xy} dan Z_{yx}) memiliki amplitudo yang sama, namun memiliki tanda yang berbeda yang disesuaikan dengan aturan tangan kanan. Oleh karena itu, tensor impedansi yang disederhanakan untuk Bumi 1D dapat ditunjukkan oleh:

$$\underline{Z}_{1D} = \begin{pmatrix} Z & Z \\ Z & Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix} \quad (2.50)$$

Menerapkan asumsi 1D dari tensor impedansi diatas ke Persamaan 2.44, sehingga menjadi:

$$\begin{pmatrix} E \\ E \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{B}{\mu_0} \\ \frac{B}{\mu_0} \end{pmatrix} \quad (2.51)$$

Atau ditulis sebagai komponen:

$$E_x = \frac{1}{\mu} Z_{xy} B_y \quad \text{dan} \quad E_x = -\frac{1}{\mu} Z_{xy} B_z \quad (2.52)$$

Sehingga Z_{xy} dapat ditulis sebagai:

$$Z_{xy} = \mu_0 \frac{E}{B} = -\mu_0 \frac{E}{B} \quad (2.53)$$

Hasil persamaan diatas serupa dengan fungsi transfer Schmucker-Weidelt pada Persamaan 2.41 dan oleh karena itu juga dapat diturunkan dari Persamaan Maxwell untuk kasus 1D (dan juga untuk 2D sepanjang

strike). Perbedaannya hanya pada definisi fungsi transfer itu sendiri. Dalam kasus fungsi transfer Schmucker-Weidelt $C = 1/q$, sedangkan tensor impedansinya adalah $Z = i \mu_0/q$. Oleh karena persamaannya dapat menjadi:

$$Z = i\omega\mu_0 C \quad (2.54)$$

Resistivitas semu, dianalogikan dengan Persamaan 2.42, sehingga dapat ditulis sebagai:

$$a = \frac{1}{\mu \omega} |Z|^2 \quad (2.55)$$

dimana a (resistivitas semu) didefinisikan sebagai resistivitas rata-rata yang setara dengan ruang vakum homogen, dan fase impedansi, yang serupa dengan Persamaan 2.43 yaitu:

$$= \tan^{-1} \left(\frac{R}{C} \right) \quad (2.56)$$

Untuk isotropik, ruang setengah homogen, resistivitas semu (a) sama dengan nilai resistivitas sebenarnya dari setengah ruang :

$$a = \frac{1}{\mu \omega} |Z|^2 = \frac{1}{\mu \omega} \left| \frac{i \mu}{q} \right|^2 = \frac{\omega \mu}{q^2} =$$

$$\begin{array}{ccc} \uparrow & & \uparrow \\ Z = \frac{i \mu}{q} & \text{Pers. 2.42} & \end{array} \quad (2.57)$$

Persamaan 2.36 menunjukkan bahwa untuk kasus khusus dari ruang setengah homogen, komponen real dan imajiner dari elemen tensor impedansi akan memiliki besaran yang sama. Oleh karena itu fase impedansi sama dengan 45° . fase MT yang lebih besar dari 45°

menunjukkan substratum yaitu resistivitas menurun seiring bertambahnya kedalaman, sedangkan fase kurang dari 45° yaitu menunjukkan peningkatan resistivitas seiring bertambahnya kedalaman.

Pendekatan resistivitas dan pendekatan kedalaman berguna untuk menentukan perkiraan orde pertama yang masuk akal dari kedalaman suatu penyelidikan. Perkiraan ini semuanya didasarkan pada pendekatan ruang setengah homogen. Salah satu perkiraan kedalaman ini adalah skinddepth () yang sudah dijelaskan sebelumnya,

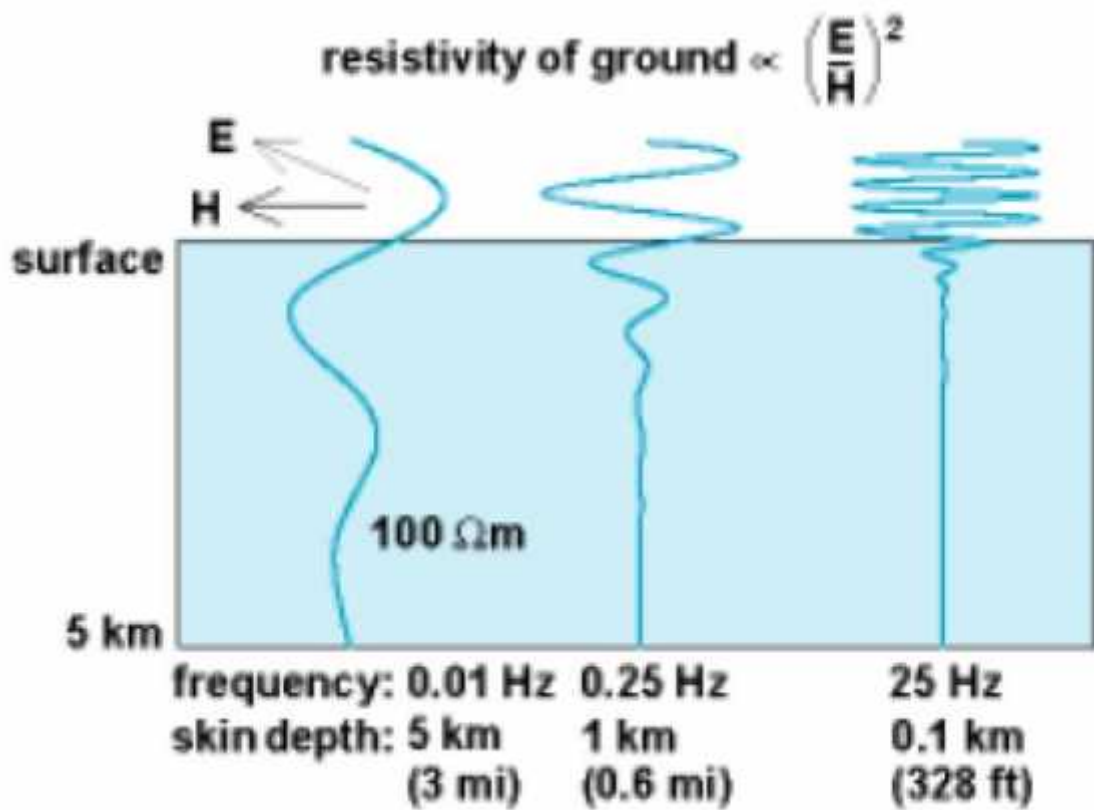
$$(T) = \sqrt{\frac{2}{\mu \sigma}} \quad 503\sqrt{\rho} \quad (2.58)$$

dimana $\rho = 1/\sigma$ adalah resistivitas semu pada periode $T = 1/f$ dengan $\omega = 2\pi f$. Untuk setiap periode yang dipilih pada Persamaan 2.58 akan memberikan informasi kedalaman di mana amplitudo bidang penetrasi akan diantenuasi ke $1/e$ pada ruang setengah homogen resistif yang sama dengan resistivitas semu yang diukur pada periode tersebut. Sebagai pengganti dari asumsi resistivitas semu pada periode yang dipilih menjadi nilai resistivitas pada kedalaman yang diperkirakan, terdapat suatu cara perkiraan nilai resistivitas semu pada kedalaman tertentu dengan menggunakan fungsi transfer Schmucker-Weidelt; Ini disebut transformasi $\rho^* - z^*$ (Schmucker, 1987). Kedalaman (z^*) didefinisikan oleh komponen real dari fungsi transfer Schmucker-

Weidelt (lihat Persamaan 2.38 dan Persamaan 2.39; $z^* = \dots$). Perkiraan resistivitas ρ^* diberikan oleh:

$$\rho^* = \begin{cases} 2\rho \cos^2\theta, & \theta > 45^\circ \\ \frac{\rho}{2\sin^2\theta}, & \theta < 45^\circ \end{cases} \quad (2.59)$$

Perkiraan resistivitas ini menjadi $\rho^* = \rho$ untuk ruang setengah homogen, di mana $\theta = 45^\circ$



Gambar 2.3 Visualisasi *Skin Depth* (Miensopust, 2010)

Niblett dan Sayn-Wittgenstein (1960) dan Bostick (1977) mengembangkan perkiraan kedalaman penetrasi yang berbeda akibat

sebuah faktor atenuasi pada setiap periode sekitar 12. Jones (1983) menunjukkan bahwa kedua pendekatan tersebut sama, dan oleh karena itu disebut pendekatan kedalaman niblett-bostick. Pada pendekatan Niblett-Bostick kedalaman penetrasi Z_{NB} ditulis sebagai:

$$Z_{NB} = \sqrt{\frac{\rho(T)T}{2\pi\mu}} \quad (2.60)$$

Resistivitas Niblett-Bostick pada kedalaman Z_{NB} diperkirakan sebagai:

$$\rho_{NB}(Z_{NB}) = a(T) \frac{1+m(T)}{1-m(T)} \quad (2.61)$$

dimana $m(T)$ adalah gradien kurva resistivitas semu pada skala log, yaitu:

$$m(T) = \frac{\frac{\partial \rho(T)}{\partial T}}{\rho(T)} = \frac{T}{\rho(T)} \frac{\partial \rho(T)}{\partial T} \quad (2.62)$$

Jones (1983) menunjukkan bahwa persamaan alternatif untuk resistivitas di kedalaman Z_{NB} yang juga dapat digunakan, yaitu:

$$\rho_{NB}(Z_{NB}) = a(T) \frac{\pi}{2\Phi(T)} - I \quad (2.63)$$

persamaan alternatif diatas menggunakan informasi fase $\Phi(T)$.

Keuntungan dari pendekatan yang menggunakan persamaan alternatif diatas adalah bahwa perkiraan gradien $m(T)$ tidak diperlukan akan tetapi $\rho_{NB}(Z_{NB})$ tidak sama dengan $\tilde{\rho}_{NB}(Z_{NB})$.

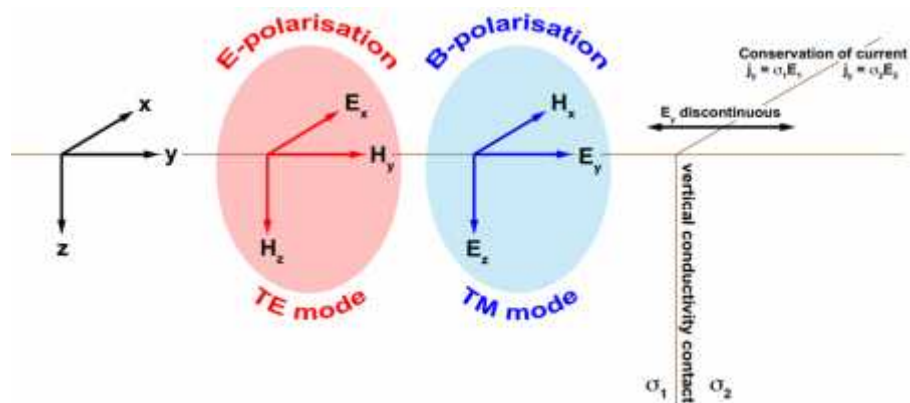
2.6.2 Struktur Bumi 2-D dengan Pendekatan Sepanjang Strike

Pada medium 2 dimensi (2-D) memiliki empat komponen elektromagnetik horizontal yaitu E_x , E_y dan H_x , H_y dan tidak memiliki komponen elektromagnetik vertikal. Komponen elektromagnetik horizontal bervariasi terhadap kedalaman dan lateral. Untuk mempermudah dan menghilangkan efek distorsi pada medium 2D, maka sumbu koordinat harus sejajar dengan struktur yang memiliki konduktivitas yang stabil dan tegak lurus dengan heterogenitas, sehingga memiliki komponen-komponen tensor seperti:

$$\left. \begin{array}{l} Z_{xx} = -Z_{yy} \\ Z_{xy} \neq Z_{yx} \end{array} \right\} \text{2-D} \quad (2.64)$$

Medan elektromagnetik pada MT dibagi menjadi dua mode yaitu, *transverse magnetic mode* (TM-mode) dan *transverse electric mode* (TE-mode). TM-mode dan TE-mode dapat disebut juga H-Polarization (medan magnet terpolarisasi mengikuti arah *strike*) dan E-Polarization (medan listrik terpolarisasi mengikuti arah *strike*). Polarisasi tersebut dapat digambarkan melalui suatu model kontak vertikal sederhana dimana terdapat dua daerah yang memiliki konduktivitas yang berbeda

(1 dan 2), dengan asumsi nilai konduktivitas tersebut konstan sepanjang *strike* yang sejajar dengan sumbu-x (Gambar 2.4).



Gambar 2.4 Komponen medan listrik dan medan magnet dalam polarisasi TE dan TM pada model 2-D sederhana (Miensopust, 2010)

TE-mode menggambarkan arus yang mengalir sejajar *strike* (arah sumbu-x) dengan komponen elektromagnetik E_x , H_y , dan H_z . TE-mode dapat digambarkan melalui persamaan:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial E_x}{\partial z} &= \mu_0 \frac{\partial H_x}{\partial z} = i\omega \mu_0 H_x \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} &= -\mu_0 \frac{\partial H_y}{\partial z} = i\omega \mu_0 H_y \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_y}{\partial z} &= \sigma E_x \end{aligned} \right\} \text{TE-mode} \quad (2.65)$$

TM-mode menggambarkan medan magnetik yang sejajar dengan *strike* (arah sumbu-x) dengan komponen elektromagnetik H_x , E_y , dan E_z .

TM-mode dapat digambarkan melalui persamaan:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial H_x}{\partial z} &= -\sigma E_z \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} &= \sigma E_y \\ \frac{\partial E_z}{\partial z} - \frac{\partial E_y}{\partial z} &= -i\omega \mu_0 H_y \end{aligned} \right\} \text{TM-mode} \quad (2.66)$$

Jika tensor impedansi tidak berada sejajar dengan strike/electrical strike, hal ini dikarenakan ketika akuisis data sumbu mengitu arah mata angin dan belum sesuai dengan arah strike, sehingga elemen diagonal dari matriks impedansi tidak akan nol, dan mode TE dan TM akan tercampur dalam tensor. Untuk struktur 2D yang ideal dan data bebas noise sehingga tensor harus dirotasi dengan sudut dengan menggunakan matriks rotasi Cartesian \underline{R} sampai komponen diagonal adalah nol. Tensor impedansi 2D \underline{Z}' , yang telah diputar dengan sudut ke koordinat strike, dapat dihitung sebagai berikut:

$$\underline{Z}' = \underline{R} \cdot \underline{Z} \cdot \underline{R}^T \quad (2.67)$$

Dimana

$$\underline{R} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad \underline{R}^T = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad (2.68)$$

Pada saat pengukuran medan elektrik E_y tidak tegak lurus struktur karena kondisi daerah survey yang tidak memungkinkan. Rotasi dilakukan untuk memperkirakan arah jurus struktur daerah pengukuran. Untuk menentukan nilai agar sesuai dengan arah jurus dari struktur,

maka nilai tensor impedansi Z_{xy} dan Z_{yx} dimaksimalkan dan nilai Z_{xx} dan Z_{yy} diminimalkan. Elemen tensor hasil rotasi, Z_{xy} dan Z_{yx} , dikenal dengan TE-mode dan TM-mode jika sumbu-x sejajar arah struktur.

2.6.3 Struktur Bumi 3-D

Jika distribusi konduktivitas bervariasi dengan kedalaman dan dua arah lateral, maka hal ini dapat menjadi struktur bumi 3D. Impedansi tensor tidak dirotasi dengan sudut apapun sehingga tensor impedansi memiliki elemen diagonal mendekati nol. Juga decoupling menjadi dua mode terpisah, yang dibahas sebelumnya sudah tidak berlaku lagi. Bumi 3D membutuhkan penentuan tensor impedansi penuh dengan empat elemen kompleks untuk setiap frekuensi. Tapi dengan adanya gangguan di dekat permukaan, maka struktur 3D menghasilkan beberapa mode disekitar mode TE dan TM dengan menggunakan fungsi pemindahan magnet vertikal pada grid padat dan besar (Miensopust., 2010).

2.7 Efek Distorsi Elektromagnetik

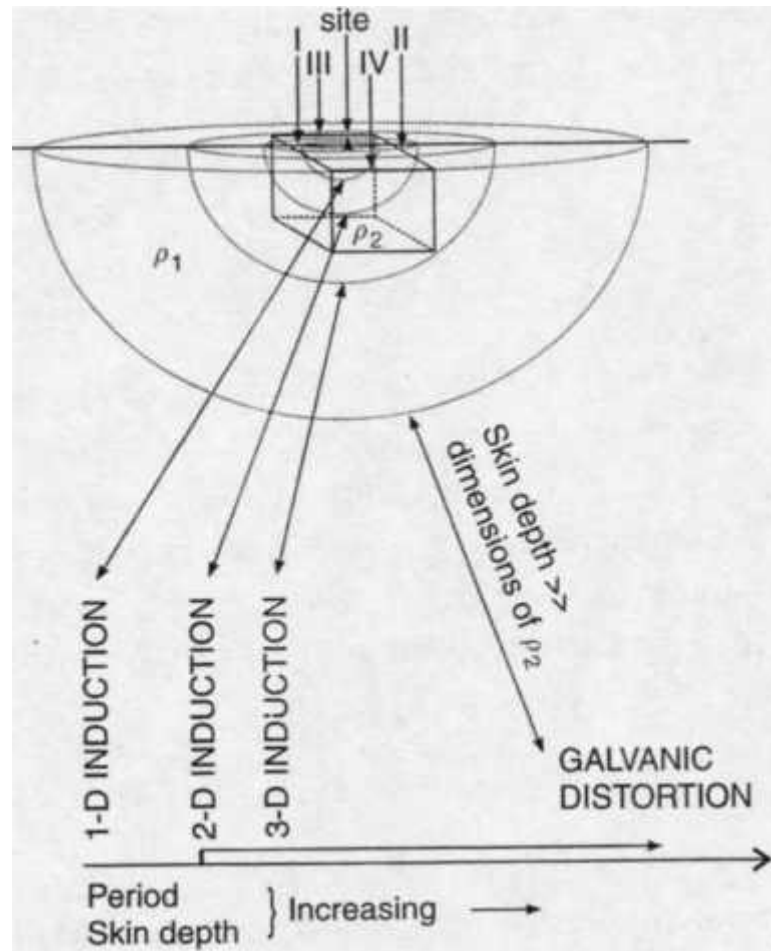
Tensor impedansi terukur sering sekali tidak sesuai dengan tensor impedansi 2D yang ideal. Hal ini dikarenakan tidak ada rotasi sumbu koordinat sedemikian elemen tensor diagonal keduanya bernilai nol. Hal ini terjadi

karena data error akibat induksi 1D atau 2D, karena induksi 3D, atau karena induksi 1D atau 2D terpadukan dengan pengaruh distorsi galvanik telurik (bebas frekuensi). Anomali 3D yang menghasilkan distorsi galvanik dapat mempengaruhi regional 2D. Pada saat ini pengaruh induksi 1D atau 2D yang terpadukan dengan distorsi telurik 3D, perlu dipertimbangkan untuk meningkatkan kualitas data. Keberadaan distorsi menyebabkan ketidaksesuaian tensor impedansi terukur dengan tensor impedansi 2D sebenarnya. Dalam kasus induksi 1D atau 2D terpadukan dengan hamburan galvanik 3D (Groom dan Bailey, 1991).

Kehadiran distorsi dalam data MT disebabkan oleh adanya inhomogenitas dekat permukaan dan topografi. Berdichevsky, dkk. (1973) membagi proses distorsi MT menjadi dua efek utama, yakni efek galvanic dan efek induktif. Efek galvanic terjadi ketika terdapat medium (2D atau 3D) yang relatif konduktif atau resistif dalam medium yang homogen, sehingga medan elektrik primer akan menghasilkan akumulasi muatan di kontras resistivitas. Selain itu, efek galvanic juga dapat dihasilkan oleh adanya beda topografi. Dalam medium 2D, efek topografi galvanic utamanya akan mempengaruhi mode TM dan konsentrasi muatan maksimum akan terjadi pada topografi yang curam. Selanjutnya, efek induktif mengikuti aturan Hukum Faraday, yaitu medan magnetik yang bervariasi terhadap waktu menginduksi arus di

batuan. Arus yang terinduksi kemudian menghasilkan medan magnetik sekunder yang akan mendistorsi medan magnetik primer.

Dimensionalitas dari suatu anomali konduktif bergantung pada skala observasi. Respon induktif elektromagnetik menjadi lemah dan dilanjutkan dengan respon non-induktif (galvanik) saat *skin-depth* gelombang melebihi dimensi anomali. Data elektromagnetik yang mengandung efek galvanik digambarkan dengan model superimposisi dan dekomposisi di mana data dipisahkan dari suatu respon *noninduktif* akibat dari heterogenitas multidimensi dengan dimensi lebih kecil dari skala induktif (daerah lokal) dan respon yang disebabkan struktur oleh 1D atau 2D (daerah regional).



Gambar 2.5 Persoalan Dimensionalitas dan Distorsi (Groom dan Bahr, 1992).

2.8 Phase Tensor

Pendekatan tensor fase MT pertama kali dipublikasi oleh Caldwell dkk. (2004). Hal ini didasarkan pada fakta bahwa hanya amplitudo medan listrik yang diamati yang terdistorsi oleh heterogenitas permukaan dekat dan hubungan antara fase dengan vektor medan listrik dan medan magnet horisontal hampir tidak terpengaruh jioleh distorsi galvanik. Berbeda dengan pendekatan analisis distorsi MT lainnya, metode tensor fase juga

memungkinkan struktur heterogenitas dan struktur konduktivitas regional menjadi 3D. Caldwell dkk. (2004) membuktikan bahwa tensor fasa tidak tergantung pada distorsi galvanik. Hal ini dikarenakan *phase tensor* merupakan sebuah fase bilangan kompleks yang digambarkan dari perbandingan bagian riil dan imajiner. *Phase tensor* () didefinisikan sebagai rasio bilangan real X dan bilangan imajiner Y dari impedansi kompleks $Z = X + i Y$, yaitu:

$$= X^{-1} Y \quad (2.69)$$

Dengan adanya distorsi galvanik, impedansi yang diamati di representasikan oleh persamaan $Z = C Z_R$, di mana $Z_R = X_R + i Y_R$ adalah impedansi regional dan C adalah tensor distorsi. Oleh karena itu bagian nyata terdistorsi dapat ditulis sebagai $X = C X_R$, dan bagian imajiner yang terdistorsi sebagai $Y = C Y_R$. Berdasarkan hubungan ini, jelas bahwa tensor fase adalah identik dan tidak dipengaruhi terhadap tensor distorsi galvanik:

$$\begin{aligned} &= X^{-1} Y \\ &= (C X_R)^{-1} (C Y_R) \\ &= X_R^{-1} C^{-1} C Y_R \\ &= X_R^{-1} Y_R \\ &= R \end{aligned} \quad (2.70)$$

Dalam sistem koordinat Cartesian (x1, x2) tensor fasa dapat ditulis dalam bentuk bilangan real dan imajiner dari tensor impedansi Z

$$\begin{pmatrix} \Phi_1 & \Phi_2 \\ \Phi_2 & \Phi_1 \end{pmatrix} = \frac{1}{\det(X)} \begin{pmatrix} X_{yy} & -X_{xy} \\ -X_{xy} & X_{xx} \end{pmatrix} \quad (2.71)$$

Dimana $\det(X) = X_{xx}X_{yy} - X_{xy}X_{yx}$ adalah determinan dari X.

Seperti vektor yang memiliki arah dan besaran, *phase tensor* memiliki sebuah arah dan tiga invarian koordinat, yaitu kuantitas skalar yang tidak bergantung pada sistem koordinat. Caldwell dkk. (2004) mendefinisikan tiga invarian dari tensor fase yaitu nilai tensor maksimum atau fase maksimum (Φ_{\max}) dan fase minimum (Φ_{\min}) dan sudut miring α . Arah diberikan oleh sudut α , jika tensor dihubungkan pada sistem koordinat (x1, x2). Gambar 2.6 menunjukkan sketsa representasi grafis sebuah elips yang didefinisikan oleh keempat kuantitas ini. Sumbu mayor dan minor dari elips mewakili nilai utama tensor (Φ_{\max} dan Φ_{\min}) dengan orientasi sumbu utama yang ditentukan oleh sudut α .

Phase tensor dapat ditulis dalam bentuk invariannya Φ_{\max} , Φ_{\min} dan α dan sudut α :

$$= R^T(\alpha) \begin{pmatrix} \Phi_{\max} & 0 \\ 0 & \Phi_{\min} \end{pmatrix} R(\alpha) \quad (2.72)$$

dimana R^T adalah transpos atau invers dari matriks rotasi, yaitu $R^T(\alpha) = R^{-1}$

$(\alpha) = R(-\alpha)$, dan matriks rotasi $R(\alpha)$ diberikan oleh:

$$R(\alpha) = \begin{pmatrix} \cos(\alpha) & \sin(\alpha) \\ -\sin(\alpha) & \cos(\alpha) \end{pmatrix} \quad (2.73)$$

Sudut α dan β ditulis menjadi:

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_1 + \Phi_2}{\Phi_1 - \Phi_2} \right) \quad (2.74)$$

dan

$$= \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_1 - \Phi_2}{\Phi_1 + \Phi_2} \right) \quad (2.75)$$

Fase maksimum (ϕ_{\max}) dan fase minimum (ϕ_{\min}) pada tensor diberikan oleh:

$$\phi_{\max} = (\phi_1^2 + \phi_3^2)^{1/2} + (\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2)^{1/2} \quad (2.76)$$

$$\phi_{\min} = (\phi_1^2 + \phi_3^2)^{1/2} - (\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2)^{1/2} \quad (2.77)$$

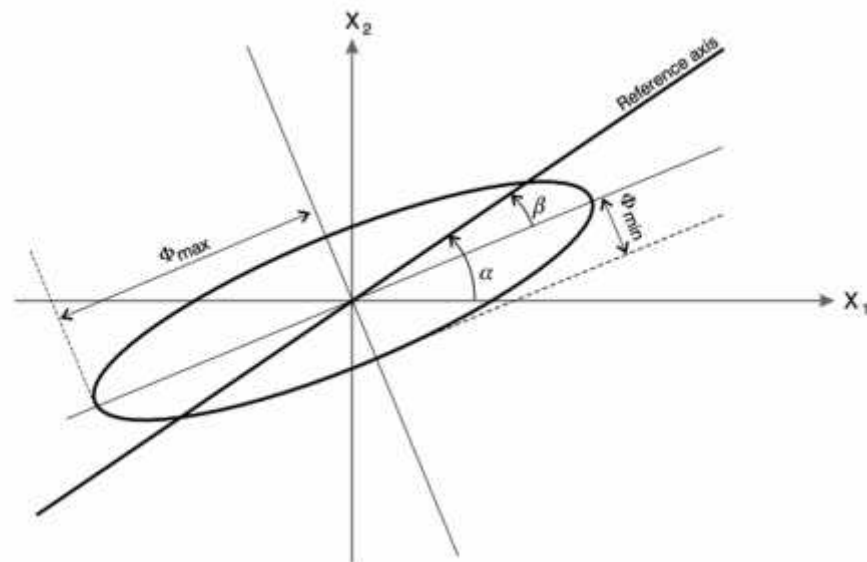
dimana ϕ_1 , ϕ_2 dan ϕ_3 terkait dengan trace ($\text{tr}(\Phi)$), determinan ($\det(\Phi)$) dan skew ($\text{sk}(\Phi)$) tensor masing-masing,

$$\begin{aligned} \phi_1 &= \frac{\text{tr}(\Phi)}{2} = \frac{\Phi_1 + \Phi_2}{2} \\ \phi_2 &= (\det(\Phi))^{1/2} = (\Phi_1 \Phi_2 - \Phi_1 \Phi_2)^{1/2} \quad \text{dan} \\ \phi_3 &= \frac{\text{sk}(\Phi)}{2} = \frac{\Phi_1 - \Phi_2}{2} \end{aligned} \quad (2.78)$$

Pada Persamaan 2.75 memiliki kesamaan bentuk dengan *Singular Value Decomposition (SVD)* oleh Press (1986). Dengan demikian, nilai maksimum dan minimum fase maks dan fase min adalah nilai utama atau *singular value* dari Φ . Invarian dari *singular value* dan *skew angle* dapat ditunjukkan dengan merotasi sistem koordinat kartesian yang digunakan untuk mengekspresikan tensor. Diputar dengan sudut θ :

$$\begin{aligned} R(\theta) R^T(\theta) &= R(\theta) R^T(\theta - \theta) \begin{pmatrix} \Phi_m & 0 \\ 0 & \Phi_m \end{pmatrix} R(\theta + \theta) R^T(\theta) \\ &= R^T(\theta - \theta) \begin{pmatrix} \Phi_m & 0 \\ 0 & \Phi_m \end{pmatrix} R(\theta - \theta + \theta) \\ &= R^T(\theta' - \theta) \begin{pmatrix} \Phi_m & 0 \\ 0 & \Phi_m \end{pmatrix} R(\theta' + \theta) \end{aligned} \quad (2.79)$$

dimana $\alpha = (\dots)$. Efek dari rotasi adalah untuk mengubah sudut ke sudut α ; semua parameter lainnya tidak berubah yaitu koordinat invarian (Caldwell Dkk., 2004).



Gambar 2.6 Representasi *Phase Tensor Ellipse* dari keempat invarian (Caldwell, 2004)

2.9 Konsep Umum Panas Bumi

Sistem *geothermal* pada daerah dengan gradien relatif normal khususnya tepi lempeng dengan gradien geothermal yang memiliki suhu lebih tinggi daripada suhu rata-rata (Dickson dan Fanelli, 2004).

Selain komponen penyusun sistem panasbumi, keberadaan suatu system panas bumi ditandai oleh kehadiran manifestasi panas di permukaan. Pada sistem panasbumi konvektif, memiliki sirkulasi fluida dari daerah recharge

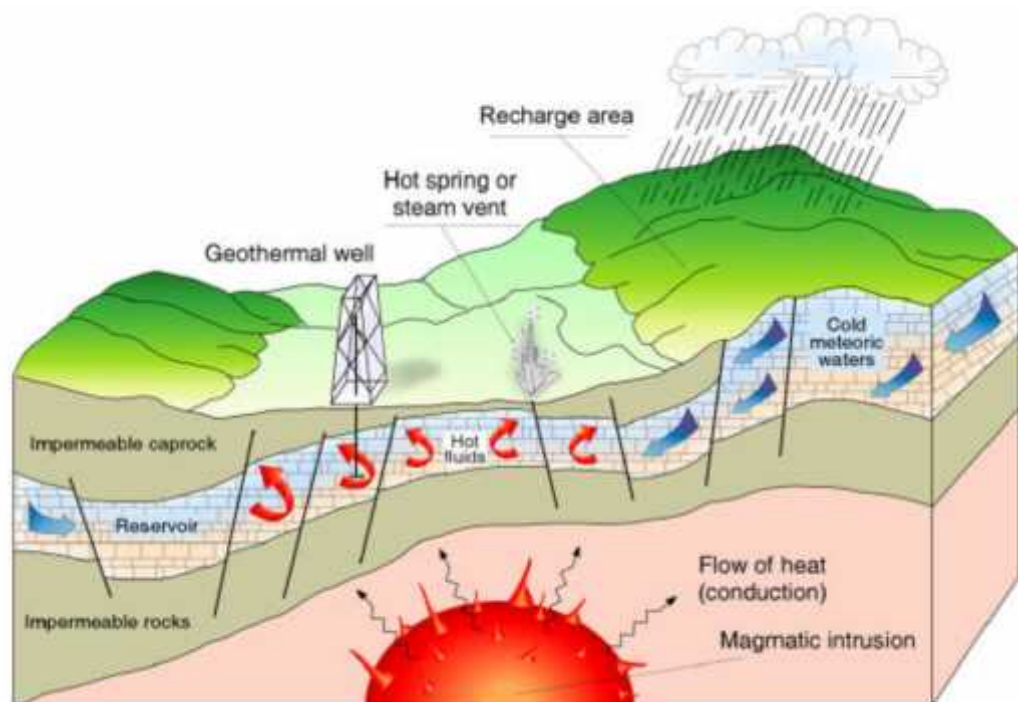
masuk ke dalam reservoir kemudian keluar menuju permukaan melalui daerah *upflow* dan *outflow*, fluida akan beraksi dengan batuan sekitar dan kemudian keluar melalui rekahan-rekahan dalam batuan. Interaksi fluida dengan batuan sekitarnya menghasilkan mineral-mineral ubahan, sedangkan fluida yang keluar melalui rekahan akan menghasilkan air panas atau uap panas.

Komponen penyusun panas bumi hydrothermal, antara lain:

1. Sumber Panas (*Heat Source*)
2. *Reservoir*
3. *Cap Rock*
4. *Recharge Area*
5. Struktur Geologi

Pada umumnya, susunan ideal suatu system panas bumi yaitu terdiri dari batuan penudung (*cap rock*) yang biasanya terbentuk dari clay yang terbentuk karena adanya proses alterasi hydrothermal akibat reaksi dengan fluida dan aliran panas dari reservoir sehingga batuan tersebut bersifat impermeable seperti mineral argilitik. Sumber panas bumi (*heat source*) berasal dari magma yang nantinya akan memanaskan batuan disekitarnya (*conductive heat*).

Struktur seperti rekahan maupun patahan akan menyebabkan air dipermukaan masuk ke dalam pori-pori batuan, tempat air permukaan masuk disebut zona resapan (*recharge area*). Air akan masuk sampai pada batuan yang terpanaskan (*conductive heat*) sehingga menyebabkan aliran konveksi fluida *hydrothermal*



Gambar 2.7 Sistem Panas Bumi (Dickson dan Fanelli, 2004).

Fluida panas ini mentransfer panas ke batuan sekitar dengan proses konveksi, jika temperature meningkat maka akan mengakibatkan bertambahnya volume dan tekanan. Fluida panas ini menekan batuan sekitar untuk mencari celah jalan keluar dan melepaskan tekanan. Fluida tersebut kemudian dapat keluar sebagai manifestasi di permukaan.

BAB III

METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Waktu dan Tempat Penelitian Tugas Akhir

Penelitian Tugas Akhir dilakukan selama dua bulan, yaitu di PT. Geo Dipa Energi yang berkantor di Recapital Building 8th floor, Jl. Adityawarman Kav. 55 Kebayoran Baru, Jakarta Selatan, 12160 selama satu bulan pada tanggal 15 November hingga 15 Desember 2017. Dan kemudian dilanjutkan di Laboratorium Geofisika Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung Selama satu bulan.

3.2 Alat dan Bahan

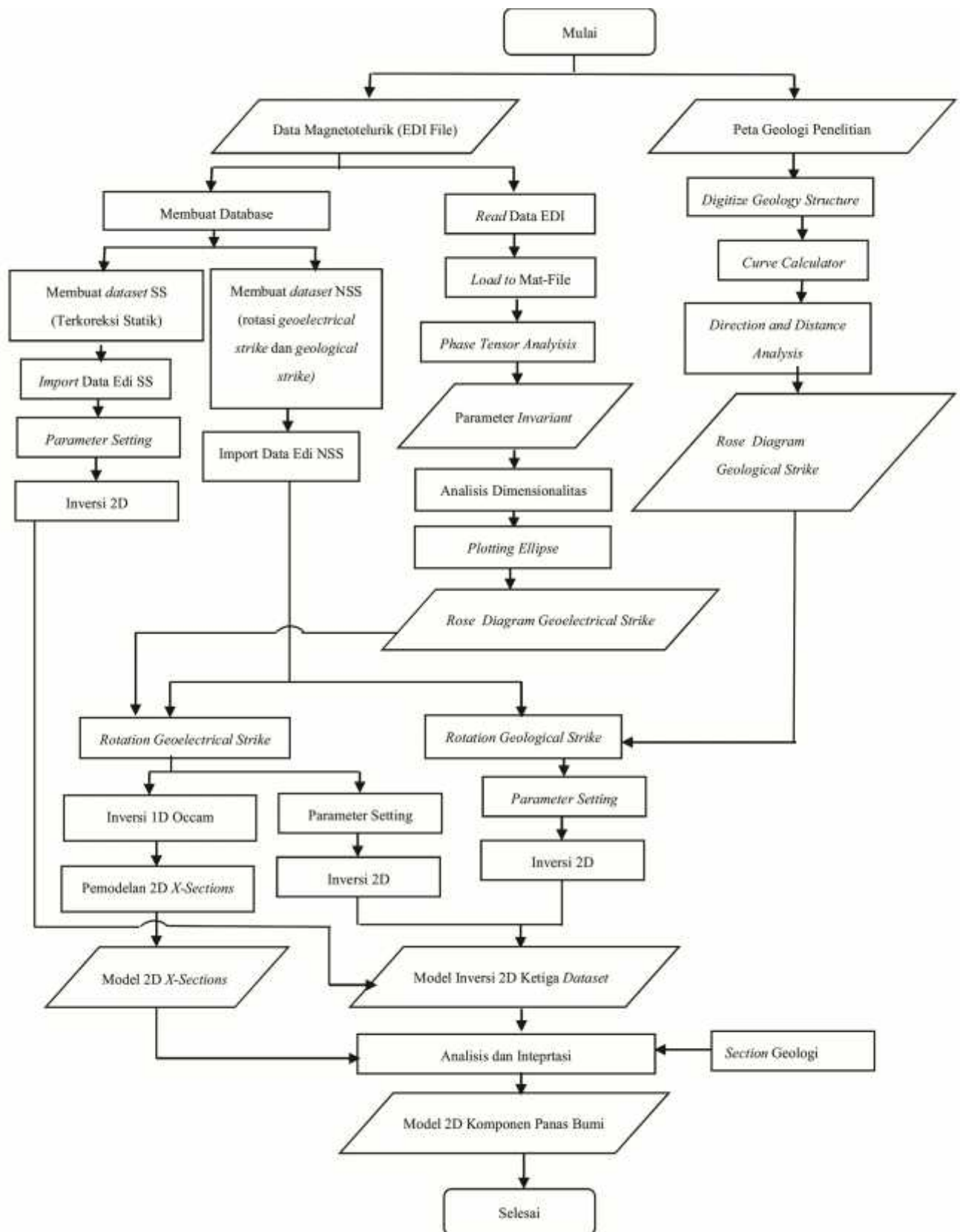
Adapun alat dan bahan yang digunakan selama Tugas Akhir adalah sebagai berikut:

1. Laptop
2. Perangkat Lunak (*Software*):
 - a. WinGlink Versi 1.62.04

- b. ArcGIS 10.3
 - c. MATLAB R2016a
 - d. Global Mapper
 - e. GEORient
3. Peta Digital :
- a. Peta Geologi
 - b. Peta Sebaran Alterasi dan Manifestasi
4. Data Magnetoteluri dalam bentuk EDI Files yang terdiri dari:
- a. Data MT NSS (Data sebelum koreksi statik)
 - b. Data MT SS (Data sesudah koreksi statik)

3.3 Diagram Alir

Metode penelitian yang dilakukan selama Tugas Akhir ditunjukkan pada diagram alir yang dijelaskan pada Gambar 3.1:



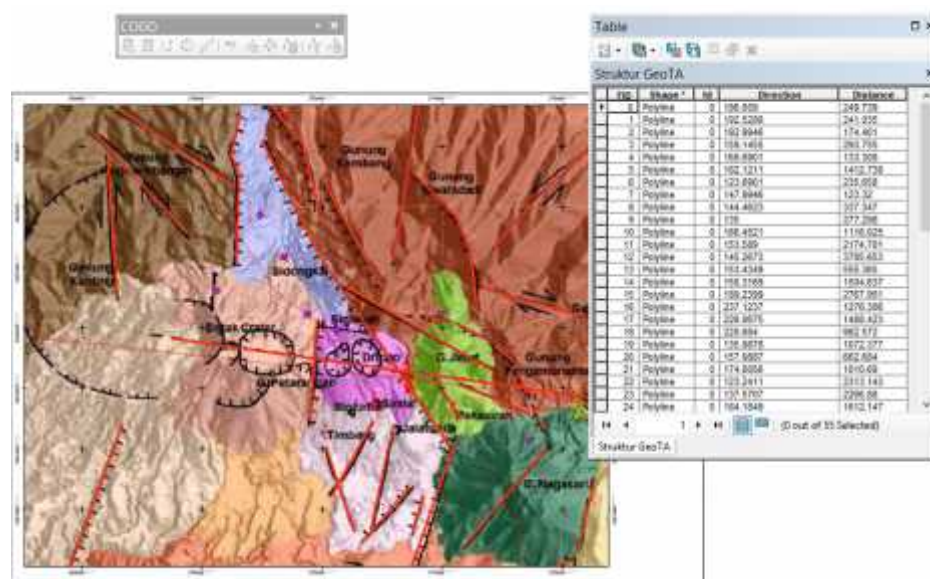
Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian Tugas Akhir

3.4 Prosedur Penelitian

Pada penelitian Tugas Akhir ini tujuan utamanya adalah membandingkan antara hasil pemodelan inversi 2D dengan menggunakan rotasi *geoelectrical strike* dan dimensionalitas berdasarkan hasil analisis *phase tensor* dengan pemodelan inversi 2D dengan menggunakan rotasi *geological strike* dan data yang sudah terkoreksi statik.. Di samping tujuan utama tersebut, penelitian Tugas Akhir ini bertujuan untuk menghapus distorsi pada data MT, mengetahui sudut arah *geoelectrical strike* dan struktur dimensionalitas pada data MT dan identifikasi sistem panas bumi. Namun penelitian Tugas Akhir ini hanya melanjutkan dari pengolahan sebelumnya yang sudah dilakukan oleh pihak PT. Geo Dipa Energi. Adapun pengolahan yang sudah dilakukan oleh pihak PT. Geo Dipa Energi yaitu pengolahan *time series* MT menjadi data EDI dan Koreksi Statik dengan menggunakan data TDEM. Sehingga penelitian Tugas Akhir ini melanjutkan pengolahan sebelumnya yaitu Analisis *Geological Strike* berdasarkan arah struktur dominan dengan menggunakan Diagram Rose, Analisis *Phase Tensor*, Pemodelan inversi 1D dan 2D, analisis zona konduktif berdasarkan *induction arrow* dan nilai resistivitas perkedalaman, dan intepretasi. Tahapan kegiatan penelitian Tugas Akhir ini dijelaskan pada prosedur penelitian sebagai berikut:

3.4.1 Analisis *Geological Strike*

Analisis *Geological strike* yaitu analisis mengenai panjang dan arah dari struktur dan kemudian menentukan arah struktur dominan dengan bantuan *rose diagram*. Perhitungan panjang dan sudut dilakukan dengan bantuan *software ArcGIS* pada lembar Peta Geologi dan Struktur. Langkah pertama adalah mendigitasi semua struktur kedalam format *.shp*, kemudian melakukan perhitungan sudut direksi dan jarak pada peta *shp* atau dalam bentuk garis menggunakan fasilitas COGO sehingga menghasilkan arah (*direction*) dan jarak (*distance*). Yang perlu menjadi catatan yaitu dalam penggambaran melalui COGO titik awal yang digunakan berupa koordinat yang kita input dalam template yang baru atau kita dapat menentukan titik koordinat berdasarkan kursor yang ada pada tampilan peta di ArcGIS 10.3. Dengan adanya titik awal tersebut maka kita dapat menggambar garis yang kita inginkan berdasarkan arah dan juga jarak. Di dalam ArcGIS 10.3 terdapat 4 jenis *Direction measuring systems* yaitu arah utara, timur, barat dan selatan. Namun pada penelitian ini menggunakan Azimuth utara.



Gambar 3.2 Perhitungan Sudut Arah dan Panjang Struktur dengan Fasilitas COGO.

Kemudian dari hasil perhitungan sudut arah (*direction*) dan jarak (*length*) dilakukan plot menjadi *rose diagram* dengan menggunakan *software* GEORient, sehingga dapat mengetahui sudut arah dominan dari struktur daerah penelitian. Nilai dari sudut arah dominan tersebut adalah sudut yang digunakan dalam rotasi atau disebut sebagai *geological strike*.

3.4.2 Analisis Geoelectrical strike

Analisis *Geoelectrical strike* pada penelitian Tugas Akhir ini berdasarkan hasil perhitungan *phase tensor* melalui *software* MATLAB R2016a. *Script* MATLAB yang digunakan dalam perhitungan dan *ploting* parameter *phase tensor* ini berdasarkan teori *ellipse* Caldwell.

Analisis *phase tensor* ini dilakukan pada data MT berformat EDI file yang belum dilakukan koreksi statik atau terdistorsi. Tahapan Analisis *phase tensor* pada penelitian tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

a. *Read Edi File*

Tahap *read edi file* adalah tahap pembacaan data dan parameter yang terdapat pada edi file. Edi file sendiri terdiri dari dua *section* yaitu *definemas* dan *mtsect*, dan terdiri dari dua *key* yaitu *head* dan *info*. *Definemas* berisi konfigurasi pengukuran meliputi koordinat dan jenis pengukuran, sedangkan *mtsect* berisi data impedansi yang meliputi data rho, fase dan frekuensi.

b. *Load Edi File*

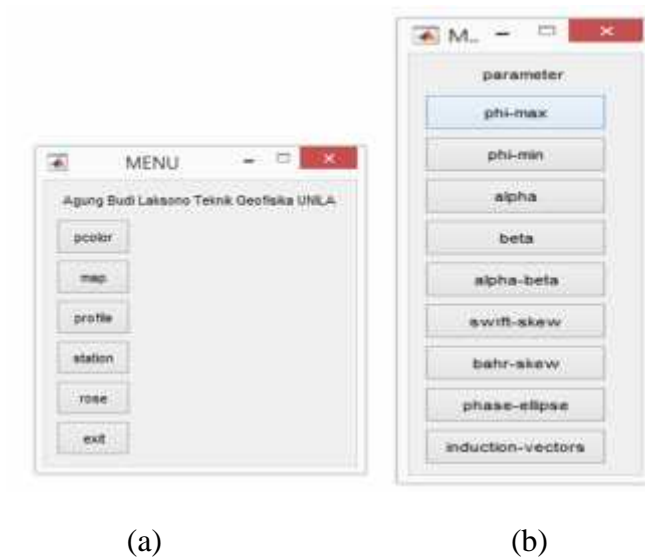
load edi file adalah tahapan memasukan data edi yang sudah terbaca melalui *read edi file* kemudian dikonversi kedalam bentuk MAT-File. MAT-file yang telah dibuat berisikan variabel hasil pembacaan yaitu koordinat, komponen horizontal medan listrik, tensor impedansi dan periode.

Name	Value
coord	287x2 double
ZZZ	4x38x287 double
EEE	4x38x287 double
ZZZ_HZ	2x38x287 double
EEE_HZ	2x38x287 double
T	1x38 double

Gambar 3.3 Variabel yang dihasilkan tahap *load edi file*

c. *Phase Tensor Analysis*

Setelah data *Edi file* dikonversi menjadi *MAT-file*, maka langkah selanjutnya adalah melakukan perhitungan *phase tensor*. Perhitungan *phase tensor* akan menghasilkan parameter invariant. Parameter invariant dari *phase tensor*, diantaranya yaitu eliptisitas (*max dan min*), sudut alpha () dan beta () yang digunakan dalam menentukan dimensionalitas dan *geoelectrical strike* dari tensor impedansi. Untuk mempermudah dalam melakukan analisis phase tensor, maka parameter invariant harus direpresentasikan dalam bentuk gambar dengan cara membuat GUI (*Graphical User Interface*). Pada GUI terdapat beberapa menu yaitu *pcolor*, *map*, *profile*, *station*, *rose* dan *exit*. Dari setiap menu GUI berisikan pilihan *phimax*, *phimin*, *alpha*, *beta*, *alpha-beta*, *swift skew*, *bahr-skew*, *phase ellipse* dan *induction vector*.

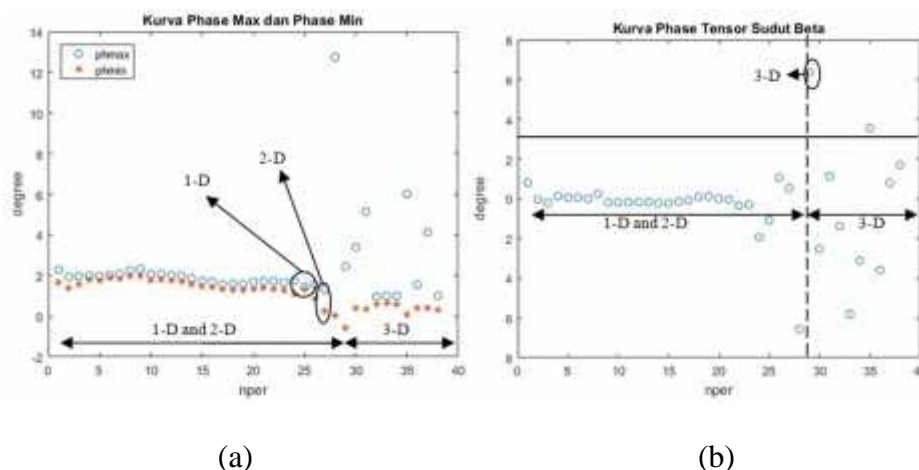


Gambar 3.4 *Graphical User Interface (GUI) pada analisis phase tensor, a). Menu Utama dan b). Parameter Invariant hasil analisis phase tensor*

d. *Plotting Phase Max, Phase Min dan Kurva Beta*

Parameter invariant hasil dari hasil perhitungan *phase tensor* kemudian dapat digunakan sebagai parameter dalam analisis dimensionalitas. Parameter invariant yang digunakan dalam analisis dimensionalitas yaitu *phase max* (*max*), *phase min* (*min*) dan sudut kemiringan *phase tensor* (*α*). Ketiga parameter invariant tersebut kemudian dibuat dalam bentuk kurva agar mempermudah analisis dimensionalitas. Struktur 1D memiliki ciri yaitu *max* dan *min* akan bernilai sama dengan *α* bernilai nol sehingga bentuk *phase tensor* akan menjadi lingkaran. Sedangkan struktur 2D nilai *max* dan *min* dengan *α* masih bernilai nol dan struktur 3D semua komponen dalam tensor impedansi masing-masing memiliki nilai

dan 0. Berdasarkan penelitian yang dilakukan CBB menginterpretasikan struktur 3D dengan nilai $\beta = 3^\circ$

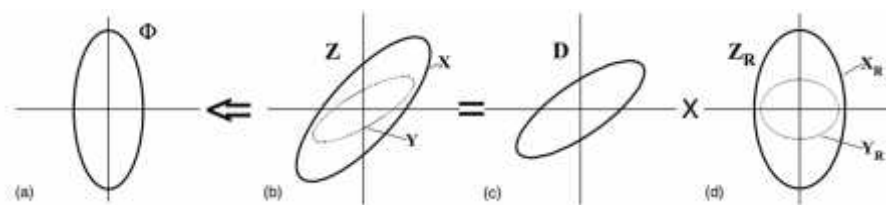


Gambar 3.5 Kurva Parameter Invariant *Phase Tensor*, (a) Kurva p_{1max} dan p_{1min} dan (b) Kurva sudut kemiringan *phase tensor* (β). Ketiga parameter invariant tersebut digunakan dalam analisis dimensionalitas.

e. *Plotting Phase-Ellipse* dan Diagram Rose *Alpha-Betha*

Plotting phase-ellipse dan diagram rose *alpha-betha* digunakan untuk mengidentifikasi distorsi dan *geoelectrical strike*. Pertama yang dilakukan adalah analisis *ellipse* untuk menentukan rentang periode terdistorsi seperti yang dijelaskan pada gambar 3.7. Penentuan distorsi dapat diketahui setelah mengidentifikasi struktur 3D, hal ini dikarenakan periode terdistorsi sangat dekat dengan struktur 3D. Setelah itu menentukan sudut arah *geoelectrical strike*

dari rentang periode yang dipilih. *Geoelectrical strike* pada *phase tensor* sama dengan hasil dari perhitungan alpha-beta.



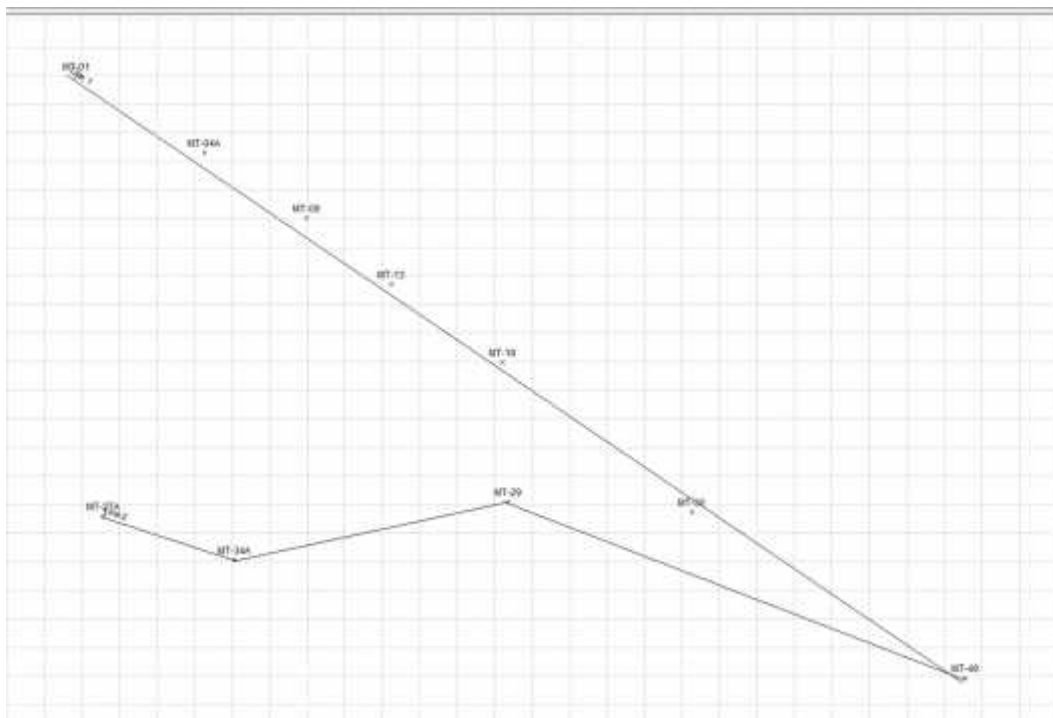
Gambar 3.6 Representasi *ellipse* dari Data MT (Caldwell, 2003)

Pada gambar 3.7, (d) merupakan bentuk *ellipse* tensor impedansi, kemudian mengalami distorsi oleh (c) tensor distorsi, maka ketika dianalisa dalam bentuk *ellipse* menunjukkan bentuk *ellipse* (b) tensor impedansi terdistorsi. Kemudian (a) *phase tensor* terbentuk dari komponen *real* (x) dan imajiner (y) pada bentuk tensors impedansi terdistorsi (b).

3.4.3 Pembuatan Profile trace atau Line

Sebelum dilakukan pemodelan 2D sangat penting terlebih dahulu membuat garis ukur (*line*) atau *profile trace*. Pertama memilih menu *Maps* pada *project* kemudian akan muncul *windows Maps* baru, kemudian pilih *add profile trace* pada menu *profile*. Kemudian buat garis pada peta, adapun syarat dalam membuat *profile trace* adalah garis sejajar dan berhimpit dengan stasiun pengukuran dan garis melewati stasiun yang sejajar. Setelah itu memasukan stasiun pada

profile trace yang sudah dibuat dengan memilih *mouse selection* kemudian menandai stasiun yang sejajar atau berhimpit dengan *profile trace* yang sudah dibuat. Setelah *line* atau *profile trace* dibuat maka langkah selanjutnya adalah dengan menyimpannya.



Gambar 3.7 Titik stasiun dan Garis *line* atau *profile trace* yang dibuat pada menu *Maps*

3.4.4 Pemodelan Inversi 1D (X-Sections) dan 2D serta intepretasi

Interpretasi kualitatif didasarkan pada penampang tahanan-jenis semu (*pseudosection*), peta tahanan-jenis semu pada beberapa periode, peta *total conductance* serta peta-peta yang menampakkan hasil analisa tensor seperti diagram polar, vektor induksi dan sebagainya. Interpretasi kuantitatif didasarkan atas hasil pemodelan 1D dan 2D.

Pemodelan dimaksudkan untuk mengekstraksi informasi yang terkandung dalam data untuk memperkirakan distribusi tahanan-jenis bawah permukaan melalui model-model. Model yang paling sederhana adalah model 1D dimana tahanan-jenis bervariasi hanya terhadap kedalaman (z). Model 1D biasanya direpresentasikan oleh model berlapis horisontal, yaitu model yang terdiri dari beberapa lapisan dimana tahanan-jenis tiap lapisan homogen. Dalam hal ini parameter model adalah tahanan-jenis dan ketebalan tiap lapisan.

Pemodelan menggunakan model 1D hanya dapat diterapkan pada data yang memenuhi kriteria data 1D. Namun demikian, dengan asumsi tertentu pemodelan 1D dapat pula diterapkan pada data yang dianggap mewakili kecenderungan lokal atau struktur secara garis besar.

Pemodelan 1D pada penelitian ini menggunakan kurva sounding *Invariant-mode*

Pada *dataset rotation*, sebelum dilakukan pemodelan inversi 1D dan 2D, perlu dilakukan rotasi dan dekomposisi pada tiap-tiap data MT Sounding. Kemudian kurva \mathbf{xy} (merah) dan kurva \mathbf{yx} (biru) mengalami perubahan yaitu saling berhimpit, berbeda dengan sebelumnya yang mengalami pergeseran (*shifting*). Setelah dilakukan rotasi dan *static shift*, maka dilakukan *editing* dan *smoothing*. Adapun *smooth options*nya menggunakan kurva *smooth D+* dengan *rho* dan

phase error sebesar 5%. Setelah itu melakukan *shifting* nilai *rho* dan *phase* ke garis kurva *smooth D+*. Setelah dilakukan *smoothing* dan *editing*, kemudian melakukan inversi 1D dengan menggunakan *inversi occam* pada site 1D. Pada pengolahannya dilakukan pengeditan pada menu yang telah tersedia. Pada penelitian ini mengambil 5 layer yang kemudian *diguess* dengan model *Occam*. Perlakuan yang sama untuk semua titik MT, sehingga mendapatkan model 1 dimensi yang selanjutnya dapat memberikan hasil yang bagus untuk pengolahan 2 dimensi *X-Sections*.

Setelah proses rotasi dan dekomposisi pada data MT dan pemodelan inversi 1D selesai maka tahapan selanjutnya adalah pembuatan model 2D. Langkah pertama memilih menu *2D inversion* pada *project*. Pada lembar kerja 2D muncul lintasan yang sudah dibuat sebelumnya kemudian memilih menu *new model* dengan menggunakan topografi. Pembuatan model 2D dilakukan untuk masing-masing lintasan. Setelah itu melakukan pengaturan *mesh* yaitu dengan memilih menu *Edit* kemudian memilih *Reset mesh to default* kemudian pilih *User Defined* pada penelitian ini menggunakan parameter *mesh* sesuai dengan rekomendasi. Setelah pengaturan *mesh* maka akan muncul *mesh grid* seperti pada Gambar 3.10. Kemudian melakukan pengaturan mengenai inversi model 2D, setelah semua selesai kemudian memilih *Run smoth*

inversion dengan jumlah iterasi yaitu 30 iterasi. Kemudian untuk mengatur skala bar nilai *rho* dapat diubah pada menu *range* dan untuk mengatur luas penampang dapat diatur melalui *set view area*.



Gambar 3.8 *Mesh grid* sebelum inversi model 2D

Pemodelan 2D dilakukan pada tiga *data set* berbeda yaitu, *data set* rotasi *geoelectrical strike*, rotasi *geoelectrical strike* dan *data set* yang dikoreksi data TDEM. Kemudian dari hasil pemodelan ketiga *data set* dilakukan interpretasi komponen sistem panas bumi dan melakukan perbandingan terhadap model 1D yang disajikan dalam bentuk penampang 2D *X-Sections* serta membandingkannya dengan kondisi geologi sebenarnya di lapangan dengan bantuan *Section* geologi.

3.5 Agenda Kegiatan

Agenda kegiatan selama pelaksanaan Tugas Akhir dijelaskan pada Tabel 3.1,

yaitu sebagai berikut:

Tabel 3.1 Agenda kegiatan Tugas Akhir

No	Kegiatan	Waktu (Minggu Ke-)							
		1	2	3	4	5	6	7	8
1	Studi Literatur								
2	Membuat Graphical User Interface (GUI) untuk analisis <i>Phase Tensor</i> ,								
3	Analisis <i>Phase Tensor</i>								
4	Analisis Geological Strike								
5	Rotasi dan Editing								
6	Seminar Proposal								
7	Inversi 1D dan Pemodelan 2D X-Sections								
8	Inversi 2D dari ketiga <i>dataset</i>								
9	Analisis dan Intepretasi Komponen Panas Bumi								
10	Seminar Hasil								

BAB V

PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Adapun kesimpulan dari penelitian tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Sudut rotasi dari analisis *geological stike* ditentukan berdasarkan sudut dominan dari struktur geologi daerah penelitian yaitu sebesar $N35^{\circ}W$ atau $N-35^{\circ}$.
2. Masing-masing titik pengukuran MT memiliki sudut rotasi *geoelectrical strike* yang cenderung berbeda dengan arah *strike* struktur geologi disekitar titik pengukuran MT. Besar sudut yang digunakan untuk rotasi adalah *geoelectrical strike* pada struktur dimensionalitas 3D.
3. Berdasarkan analisis bentuk *phase tensor*, struktur 1D memiliki bentuk *phase tensor* menyerupai bulat sempurna, struktur 2D memiliki bentuk *phase tensor ellipse* sedangkan untuk struktur 3D memiliki bentuk *phase tensor ellipse* yang lebih pipih atau kecil dibandingkan dengan bentuk *phase tensor* struktur 2D.

4. Pengaruh distorsi pada frekuensi dapat ditentukan berdasarkan analisis dimensionalitas dan bentuk ellipsitas *phase tensor*, distorsi berada pada frekuensi induksi struktur 3D sehingga mempengaruhi regional 2D dan sebaran resistivitas model inversi 2D.
5. Model inversi 2D dari ketiga *dataset* memiliki perbedaan pola sebaran resistivitas dan kesesuaian antara anomali resistivitas terhadap geologi. Model inversi 2D yang memiliki kesesuaian antara anomali resistivitas terhadap geologi yaitu model inversi 2D yang dirotasi berdasarkan *geoelectrical strike*.
6. Kesesuaian anomali kedalaman dangkal pada model inversi 2D yang dirotasi *geoelectrical strike* dengan penampang *x-section* inversi 1D membuktikan bahwa hasil inversi 2D tidak menunjukkan adanya gangguan distorsi dekat permukaan.
7. Berdasarkan hasil interpretasi model inversi 2D dan kondisi geologi sebenarnya menunjukkan bahwa pada *line 1* dan *line 2* memiliki komponen sistem panas bumi berupa *caprock*, *reservoir* dan *heatsource* atau batuan dasar. *Caprock* yang berasosiasi andesit-piroklastik jatuh dengan mineral lempung sekunder memiliki nilai resistivitas ± 10 Ohm.m. Reservoir berasosiasi batuan lava andesit-basaltis memiliki nilai resistivitas ± 10 hingga 60 Ohmm. Dan batuan dasar (*basement/ heatsource*) memiliki nilai resistivitas tinggi >100 Ohmm.

5.2 Saran

Adapun saran dari penelitian tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Dalam menentukan distorsi pada frekuensi sebaiknya dilakukan dengan melihat bentuk *phase tensor* terlebih dahulu. Hal ini dikarenakan dimensionalitas 3D tidak mutlak sebagai distorsi.
2. Setiap *line* memiliki nilai rotasi yang berbeda-beda, sehingga sebaiknya hanya menghitung sudut *strike* struktur geologi dominan yang memotong *line* pengukuran.
3. Dalam melakukan analisis dimensionalitas, diperlukan ketelitian. Hal ini dikarenakan setiap data MT memiliki kurva keempat parameter invariant yang berbeda-beda dan tidak sesuai dengan semestinya.
4. Efek distorsi berpengaruh pada sebaran resistivitas model inversi, namun anomali distorsi pada model inversi tidak dapat ditentukan secara langsung. Hal tersebut dikarenakan setiap daerah pengukuran memiliki sifat batuan yang cenderung resistif maupun konduktipada kedalaman dangkal. Sehingga untuk menentukan pengaruh distorsi sebaiknya dilakukan analisis *phase tensor*.

DAFTAR PUSTAKA

- Bibby, H.M. Caldwell, T.G. dan Brown,C. 2005. Determinable and Non-Determinable Parameters of Galvanic Distortion in Magnetotellurics. *Geophysical Journal International*. Vol 163. Halaman 915-930.
- Booker, J. R. 2014. The Magnetotelluric Phase Tensor: A Critical Review. *Survey Geophysic*. Vol 35. Halaman 7-40.
- Bostick, F. X. 1977. *A simple almost exact method of MT analysis*. Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration, US. Geol. Surv. Contract No. 14080001-8-359. Halaman 24.
- Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*. Vol. 18, Halaman 605-65.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M. dan Brown, C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*. Vol. 158, halaman 457-469.
- Dickson, M.H and Fanelli, M. 2004. *What is Geothermal Energy*. University of Colombia.
- Grandis, H. 2007. *Metoda Magnetotellurik (MT)*. Bandung : Institut Teknologi Bandung.
- Grandis, H. 2009. *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*. Jakarta: Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI).
- Groom, R. W. and Bailey, R. C.1991. Analytic investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions. *Geophysics*. Vol 56(4). Halaman 496 – 518.
- Groom, R. W. dan Bahr, K. 1992. Corrections for near surface effects: Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor dan scaling corrections for regional resistivities: A tutorial. *Surveys in Geophysics*, 13(4-5), halaman 341–379.

- Groom, R. W. dan Bailey, R. C. 1991. Analytic investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions. *Geophysics*. Vol. 56(4). halaman 496-518.
- Jiracek, G. R. 1990. Near-surface dan Topographic Distortions in Electromagnetic Induction. *Surveys in Geophysics*. Vol 11, halaman 35, 36 dan 37.
- Jones, A. G. 1983. On the Equivalence of the "Niblett" and "Bostick" Transformations in the Magnetotelluric Method. *Journal of Geophysics*. Vol. 53. halaman 72 – 73.
- Khyzhnyak, M. 2014. *Geoelectric Strike and Its Application in Magnetotelluric*. Islandia: Faculty of Earth Science, University of Iceland.
- Maurya, V.P., Shalivahan. dan Bhattacharya B.B. 2014. The Magnetotelluric Phase Tensor: A Critical Review. *Journal of Geophysics*. Vol 35(4). Halaman 167-174.
- McNeice, G. W. dan Jones, A. G. 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*.
- Miensopust, M. P. 2010. *A 2D Case Study and a 3D Approach to Simultaneously Invert for Resistivity Structure and Distortion Parameters*. Irlandia: Department of Earth and Ocean Sciences National University Ireland Galway.
- Moorkamp, M. 2007. Comment on ‘The magnetotelluric phase tensor’ by T. Grant Caldwell, Hugh M. Bibby and Colin Brown. *Geophysical Journal International*. Vol 171. Hal 565-566.
- Neukirch, M., Rudolf, D., Garcia, X. dan Galiana S. 2017. The Amplitude-Phase Decomposition for the Magnetotelluric Impedance Tensor. *Physic.geo-ph*
- Palacky, G. J. 1987. Resistivity Characteristics of Geologic Targets. In: M. N. Nabighian (ed), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa*, volume 1 - Theory, chapter 3.
- Parker, R. L. 1982. The Existence of a Region Inaccessible to Magnetotelluric Sounding. *Geophysic. J. R. astr. Soc.*
- Parkinson, W. D. 1962. The Influence of Continents dan Oceans on Geomagnetic Variations. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*.
- Reynolds, J M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Inggris : John Willey and Sons Ltd.
- Schmucker, U. 1987. Substitute Conductors for Electromagnetic Response Estimates. *Pure dan Applied Geophysics*,
- Simpson, F. dan Bahr, K. 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.

- Smith, J. T. 1997. Estimating Galvanic-Distortion Magnetic Fields in Magnetotellurics. *Geophysical Journal International*.
- Swift, C. M. 1967. *A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in The Southwestern United States*. Dissertation, MIT, Cambridge, MA.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. dan Sheriff, R. E.(1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Edisi kedua.
- Wait, J. R. 1954. On the Relation Between Telluric Currents and The Earth's Magnetic Field. *Geophysics*,
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K. dan Lilley, F. E. M. 2006. The Relationship Between The Magnetotelluric Tensor Invariant And Phase Tensor Caldwell, Bibby, and Brown. *Exploration Geophysics*, Vol 37, halaman 261–267.