



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF184838

ANALISIS SISTEM PANAS BUMI BERDASARKAN PEMODELAN INVERSI 2D DATA MAGNETOTELURIK DAERAH PANAS BUMI “ALPHA”

ANGGA PENSADA BANGUN

NRP 03411540000007

Dosen Pembimbing:

**1. Mariyanto, S.Si., M.T.
NIP. 1991201711044**

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

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA

FAKULTAS TEKNIK SIPIL, PERENCANAAN DAN KEBUMIHAN

INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER

SURABAYA 2020

(Halaman ini sengaja dikosongkan)



TUGAS AKHIR - RF184838

**ANALISIS SISTEM PANAS BUMI BERDASARKAN PEMODELAN
INVERSI 2D DATA MAGNETOTELURIK DAERAH PANAS BUMI
“ALPHA”**

ANGGA PENSADA BANGUN

NRP 03411540000007

Dosen Pembimbing:

**1. Mariyanto, S.Si., M.T.
NIP. 1991201711044**

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

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA

FAKULTAS TEKNIK SIPIL, PERENCANAAN DAN KEBUMIHAN

INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER

SURABAYA 2020

(Halaman ini sengaja dikosongkan)



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

UNDERGRADUATE THESIS - RF184838

**GEOHERMAL SYSTEM ANALYSIS BASED ON
MAGNETOTELLURIC 2D INVERSION OF “ALPHA”
GEOHERMAL AREA**

ANGGA PENSADA BANGUN

NRP 03411540000007

Supervisor :

**1. Mariyanto, S.Si., M.T.
NIP. 1991201711044**

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

DEPARTMENT OF GEOPHYSICAL ENGINEERING

FACULTY OF CIVIL ENGINEERING PLANNING AND GEOENGINEERING

INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER

SURABAYA 2020

(Halaman ini sengaja dikosongkan)

PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR

Dengan ini saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan Tugas Akhir saya dengan judul “**Analisis Sistem Panas Bumi Berdasarkan Pemodelan Inversi 2D Data Magnetotelurik Daerah Panas Bumi “Alpha”**” adalah benar-benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diijinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya sendiri.

Semua referensi yang dikutip maupun dirujuk telah ditulis secara lengkap pada daftar pustaka. Apabila ternyata pernyataan ini tidak benar, saya bersedia menerima sanksi sesuai peraturan yang berlaku.

Surabaya, 22 Juni 2020



Angga Pensada Bangun

NRP. 0341154000007

(Halaman ini sengaja dikosongkan)

HALAMAN PENGESAHAN

Tugas akhir ini diajukan oleh:

NAMA : Angga Pensada Bangun
NRP : 0341154000007
Departemen : Teknik Geofisika
Judul Tugas Akhir : Analisis Sistem Panas Bumi Berdasarkan
Pemodelan Inversi 2D Data
Magnetotelurik Daerah Panas Bumi
"Alpha"

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

Surabaya, 27 Juli 2020

1. 
Mariyanto, S.Si., M.T. (Pembimbing 1)
NIP. 19911002 201711 0 044
2. 
Wien Lestari, S.T., M.T. (Pembimbing 2)
NIP. 19811002 201212 2 003
3. 
Dr. Ir. Amien Widodo, M.S. (Penguji 1)
NIP. 19591010 198803 1 002
4. 
Juan Pandu Gya Nur Rochman, S.Si, M.T. (Penguji 2)
NIP. 19890612 201504 1 003

Menyetujui,

Kepala Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember


Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si
NIP. 19760123 200003 1 001
DEPARTEMEN
TEKNIK GEOFISIKA

(Halaman ini sengaja dikosongkan)

ANALISIS SISTEM PANAS BUMI BERDASARKAN PEMODELAN INVERSI 2D DATA MAGNETOTELURIK DAERAH PANAS BUMI “ALPHA”

Nama : Angga Pensada Bangun
NRP : 0341154000007
Departemen : Teknik Geofisika
Dosen Pembimbing 1 : Mariyanto, S.Si., M.T.
Dosen Pembimbing 2 : Wien Lestari, S.T, M.T.

ABSTRAK

Sistem panas bumi mempunyai beberapa komponen utama, yaitu lapisan penudung, reservoir, dan sumber panas (*heat source*). Pada bidang geofisika, metode yang paling efisien untuk eskplorasi panas bumi adalah metode magnetotelurik karena memiliki penetrasi yang sangat dalam. Pada penelitian ini, metode yang digunakan adalah metode magnetotelurik dengan jumlah data sebanyak 25 titik MT di lapangan panas bumi “Alpha”. Penelitian ini dilakukan dengan tujuan untuk memetakan distribusi resistivitas dan menganalisis sistem panas bumi lapangan “Alpha” berdasarkan hasil pemodelan 2D data magnetotelurik yang diintegrasikan dengan data geologi regional. Data MT sudah berekstensi .EDI yang kemudian akan diolah menggunakan *software* WinGlink yang nantinya akan dihasilkan penampang model lapisan bawah permukaan 2D. Metode inversi yang digunakan adalah *Non Linear Conjugate Gradient* (NLCG) yang terdapat pada *software* WinGlink. Langkah pemrosesan magnetotelurik terdiri dari *smoothing data*, *masking data*, koreksi efek statis, inversi 1D *Occam* dan *Bostick*, *Mesh Parameter*, inversi 2D serta interpretasi model inversi. Didapat nilai resistivitas sebesar 1-14 Ωm yang diindikasikan sebagai *caprock*, nilai resistivitas sebesar 24–170 Ωm yang diindikasikan sebagai reservoir, nilai resistivitas sebesar 170–2000 Ωm yang diindikasikan sebagai *heatsource*.

Kata Kunci : Magnetotelurik, *NLCG*, Resistivitas, Inversi 2D

ABSTRACT

The geothermal system has main several components, there are heat source, reservoir and cap rock. For geophysics method, the most efficient method for geothermal exploration is the magnetotelluric method because it has a very deep penetration. In this research, the method that is used is the magnetotelluric method with the number of data are 25 MT points on the "Alpha" geothermal field. This research was conducted with the aim of mapping the distribution of resistivity and analyzing the geothermal field system "Alpha" based on the results of 2D modeling of magnetotelluric data integrated with regional geological data. MT data has an .EDI extension which will be processed using WinGlink software which will be produced a section of the 2D subsurface layer model. The inversion method using Non Linear Conjugate Gradient (NLCG) contained in WinGlink software. Magnetotelluric processing steps consist of Smoothing Data, Masking Data, Static Shift Correction, 1D Occam and Bostick inversion, Mesh Parameters, 2D inversion and interpretation of inversion models. Modelling results show that the resistivity value of 1-14 Ωm are indicated as a caprock, the resistivity values of 24–170 Ωm are indicated as a reservoir, the resistivity values of 170–2000 Ωm are indicated as heat source.

Keywords: Magnetotelluric, NLCG, Resistivity, 2D Inversion

(Halaman ini sengaja dikosongkan)

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur kepada Tuhan yang maha Esa, atas berkat, hikmat dan karunia-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Laporan Tugas Akhir dengan Judul “**ANALISIS SISTEM PANAS BUMI BERDASARKAN PEMODELAN INVERSI 2D DATA MAGNETOTELURIK DAERAH PANAS BUMI ALPHA**”. Penulisan Tugas Akhir ini bertujuan untuk memenuhi salah satu syarat untuk mencapai gelar Sarjana Teknik di Institut Teknologi Sepuluh Nopember. Selesaiannya penulisan Laporan Tugas Akhir ini tidak lepas dari dukungan berbagai pihak dan dalam berbagai bentuk, oleh karena itu penulis ingin menyampaikan terima kasih kepada :

1. Orang tua, adik saya Daniel Titus Yudisthira Bangun, Ruth Lovina Boorky Bangun, dan semua keluarga yang senantiasa memberikan dukungan moril maupun materi selama penulis menjalani tugas akhir ini.
2. Bapak Mariyanto, S.Si., M.T., selaku dosen pembimbing 1 yang senantiasa memberikan masukan dan saran yang membangun kepada penulis selama pengerjaan tugas akhir ini.
3. Ibu Wien Lestari, S.T, M.T., selaku dosen pembimbing 2 yang senantiasa memberikan masukan dan saran yang membangun kepada penulis selama pengerjaan tugas akhir ini.
4. Seluruh dosen dan staf Departemen Teknik Geofisika ITS yang telah banyak memberikan ilmu dan membantu secara administrasi selama penulis melakukan studi di Departemen Teknik Geofisika ITS.
5. Teman-teman TG04 yang senantiasa menemani dan mendukung penulis selama pengerjaan tugas akhir ini, khusus nya kepada Catur TG04, Dini TG04 dan juga Nugroho TG04.
6. Adik-adik TG05 yang juga menemani penulis di kelas kuliah selama dua tahun belakangan ini.
7. Teman-teman PD Geo-Ekklesia yang selalu membantu dalam doa maupun semangat.
8. Kontrakan Rumah Yudas (Sumihar Panjaitan, Fernando Napitupulu, Hebron Ginting, David Sinaga, Ricky

Rajagukguk, Petra Situmorang, Wellfrid Harianja, Rico Pardosi, Yosaphat Karo-karo, Christian Sihotang, dan Rafael Marpaung) yang senantiasa menemani, memberi nasihat, dan juga selalu mendukung dalam pengerjaan Tugas Akhir ini.

9. Teman-teman PJ Ibadah Sore HKBP Manyar (Kak Devo, Bang Anggi, Bang Daniel, Kak Enny, Bang Sam, Weni Damanik, Kezia Simanjuntak, Hillary Samosir, Adel Siregar, dan William Lumban Batu) yang selalu menemani dan membantu dalam pelayanan di Ibadah Sore HKBP Manyar, dan juga memberi dukungan doa kepada penulis dalam pengerjaan Tugas Akhir ini.
10. Teman-teman NHKBP Manyar sebagai keluarga dan juga bersekutu di dalam Tuhan.
11. Teman-teman Permata GBKP Surabaya sebagai keluarga dan juga bersekutu di dalam Tuhan.
12. Alumni SMAN 2 Balige angkatan 2015 Surabaya (Sumihar Panjaitan, Fernando Napitupulu, Yolanda Samosir, Puan Hutahaean, Alfia Simanjuntak) yang senantiasa menemani penulis selama di Surabaya.
13. Teman-teman tim futsal HMTG yang senantiasa menjadi teman bermain maupun ikut turnamen.
14. Pranata Setiawan TG06 yang senantiasa baik hati meminjamkan laptop ke penulis untuk mengolah data, karena laptop penulis kurang memadai.
15. Semua pihak yang telah membantu, mendukung penulis selama pengerjaan Tugas Akhir ini.

Penulis menyadari masih banyak kekurangan dalam penyusunan Laporan Tugas Akhir ini. Oleh karena itu, kritik dan saran yang membangun dari pembaca sangat penulis harapkan sebagai modal pengembangan di masa yang akan datang. Penulis berharap dengan terselesaikannya Tugas Akhir ini dapat bermanfaat bagi siapa saja yang membacanya.

DAFTAR ISI

PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR	i
LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR	iii
ABSTRAK	v
ABSTRACT	vii
KATA PENGANTAR	ix
DAFTAR ISI	xi
DAFTAR GAMBAR	xv
DAFTAR TABEL	xvii
BAB I PENDAHULUAN.....	1
1.1 Latar belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah	2
1.3 Tujuan	2
1.4 Batasan Masalah	2
1.5 Manfaat	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	5
2.1 Dasar Teori.....	5
2.1.1. Geologi Regional.....	5
2.1.2. Stratigrafi Regional	8
2.1.3. Metode Magnetotelurik	12
2.1.3.1. Sistem Panas Bumi	12
2.1.3.2. Jenis Sistem Panas Bumi.....	13
2.1.3.3. Prinsip Dasar Metode Magnetotelurik	18
2.1.3.4. Sumber Gelombang Magnetotelurik	19
2.1.3.5. Persamaan Maxwell	20
2.1.3.6. Penjalaran Gelombang Elektromagnetik.....	21

2.1.3.7. Pemodelan <i>Forward</i> dan Pemodelan Inversi	21
2.1.3.8. Teori 2D Magnetotelurik	22
2.1.3.9. Static Shift Correction.....	24
2.1.3.10. Algoritma Inversi Magnetotelurik.....	25
2.2. Penelitian Terdahulu	26
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	31
3.1 Diagram Alur Penelitian.....	31
3.2 Tahap Pendahuluan	31
3.3 Tahap Pengolahan Data.....	32
3.3.1 Input Data	33
3.3.2 Peta Elevasi.....	33
3.3.3 <i>Smoothing Curve</i>	34
3.3.4 Pemodelan Inversi 1D.....	36
3.3.5 Mesh parameter.....	39
3.3.6 Parameter Inversi	40
3.4 Tahap Analisis Data dan Pembuatan Laporan.....	42
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	43
4.1 Hasil	43
4.1.1 Peta Elevasi.....	43
4.1.2 Analisis Metode	43
4.1.3 Hasil Pemodelan Inversi	50
4.2 Pembahasan.....	52
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN	57
5.1 Kesimpulan	57
5.2 Saran.....	57
DAFTAR PUSTAKA.....	59

LAMPIRAN	63
PROFIL PENULIS	67

(Halaman ini sengaja dikosongkan)

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2. 1. Peta Geologi Provinsi Curnamona (R.S. Robertson, dkk, 1998).....	5
Gambar 2. 2. Penampang Geologi Provinsi Curnamona (Habermehl, 2000).....	6
Gambar 2. 3. Domain Geologi Provinsi Curnamona (Korsch, dkk, 2008).....	7
Gambar 2. 4 Kolom Stratigrafi Daerah Curnamona (Fabris AJ dan Gouthas, 2009)	10
Gambar 2. 5 Kolom Batuan Tertua di Setiap Wilayah di Australia (Geoscience Australia, 2011).....	10
Gambar 2. 6 Sebaran Mineral Pada “Hard Rock” Australia (Geoscience Australia, 2011).....	11
Gambar 2. 7 Sebaran Mineral Pada “Basin” Australia (Geoscience Australia, 2011)	12
Gambar 2. 8 Konseptual Model Young Igneous System (Goff dan Janik, 2000)	14
Gambar 2. 9 Konseptual Model Tectonic System (Goff dan Janik, 2000).....	15
Gambar 2. 10 Geopressured system (Bebout, et al, 1978).....	15
Gambar 2. 11 Hot dry rock system (Anderson dan Lund, 1979)...	16
Gambar 2. 12 Model Sistem Dominasi Uap (Saptadji, 1997).....	17
Gambar 2. 13 Model Sistem Dominasi Air (Saptadji, 1997).....	18
Gambar 2. 14 Prinsip Dasar Metode Magnetotelurik (Liati dkk., 2010).....	19
Gambar 2. 15 Skema Timbulnya Gelombang Magnetotelurik (Grandis, 2013).....	20
Gambar 2. 16 Alur pemodelan forward dan inversi (Dr. Eng, Supriyanto, 2007)	22
Gambar 2. 17 Konsep Model MT 2D sederhana (Simpson dan Bahr, 2005).....	23
Gambar 2. 18 Model 3D Cekungan Sedimen Provinsi Curnamona (Fabris dan Gauthas, 2009).....	27
Gambar 2. 19 Diagram Kerja Pemodelan 3D Curnamona (Fabris dan Gauthas, 2009).....	28
Gambar 3. 1 Diagram Alur Penelitian	31

Gambar 3. 2 Tampilan Awal Software	33
Gambar 3. 3 Import Data .edi Pada Software	33
Gambar 3. 4 Peta Elevasi Daerah Penelitian	34
Gambar 3. 5 Gambar Kurva TE (Merah) dan TM (Biru) Sebelum Smoothing.....	35
Gambar 3. 6 Setting Parameter Smoothing.....	35
Gambar 3. 7 Kurva TE (merah) dan TM (biru) Setelah Smoothing dan Static Shift Correction.	36
Gambar 3. 8 Setting Parameter Pemodelan Occam-1D.....	37
Gambar 3. 9 Hasil Pemodelan Occam-1D.....	38
Gambar 3. 10 Penentuan Nilai Resistivitas dan Kedalaman Pemodelan 1-D.	38
Gambar 3. 11 Hasil Akhir Pemodelan Inversi 1-D Metode Occam.	39
Gambar 3. 12 Pengaturan Mesh Parameter.....	40
Gambar 3. 13 Window Pengaturan Parameter Inversi.....	41
Gambar 3. 14 Window Input Nilai Iterasi	42

DAFTAR TABEL

Tabel 4. 1 Tabel mesh parameter penelitian	45
--	----

(Halaman ini sengaja dikosongkan)

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar belakang

Analisis sistem panas bumi dapat menggunakan survei geologi, geokimia, dan geofisika. Dari survei geologi didapatkan informasi berupa struktur geologi secara regional, dari survei geokimia didapatkan informasi kandungan senyawa kimia yang berasosiasi dengan karakter sistem panas bumi, dan dari survei pengukuran geofisika didapatkan gambaran struktur bawah permukaan bumi melalui pendekatan fisis maupun matematis yang kemudian dikorelasikan dengan informasi survei geologi. Integrasi dari informasi yang diperoleh dari geologi, geokimia, dan geofisika dihasilkan model sistem panas bumi yang representatif dengan daerah pengukurannya dan dilakukan analisis sistem panas bumi. Pada sistem panas bumi sendiri diperlukan beberapa komponen utama agar dapat disebut sebagai sistem panas bumi, yaitu lapisan penutup, reservoir, dan sumber panas (*heat source*). Pada bidang geofisika metode yang paling efisien untuk eksplorasi panas bumi adalah metode magnetotelurik. Metode ini paling sering digunakan karena mempunyai kelebihan yaitu mampu mendeteksi kondisi bawah permukaan dengan kedalaman yang cukup dalam dan sensitivitasnya terhadap zona konduktif. Parameter yang dianalisis adalah nilai *apparent resistivity* dan *phase* (Liati dkk., 2010). Dari pemetaan distribusi nilai resistivitas bawah permukaan dapat diketahui letak komponen sistem panas bumi seperti lapisan penutup, reservoir dan sumber panasnya (*heat source*). Namun pada umumnya target utama pada pengolahan data magnetotelurik adalah nilai resistivitas yang mempunyai besaran kurang dari 10 Ω m yang nantinya merupakan representasi dari lapisan penutup (Budiraharjo dkk., 2017).

Pemetaan distribusi nilai resistivitas bawah permukaan dalam model 1D, 2D, maupun 3D dapat dilakukan melalui pengolahan data magnetotelurik. Terdapat perbedaan antara inversi 1D, 2D, dan 3D magnetotelurik seperti pada kasus *Glass Mountain* (Cumming dan Mackie, 2010). Pemodelan inversi 1D dapat memberikan gambaran resistivitas bawah permukaan, namun dengan batasan tepi yang masih belum *detail*. Pemodelan inversi 2D dapat memberikan gambaran resistivitas bawah permukaan yang lebih baik dibandingkan pemodelan inversi 1D, namun ada beberapa hal yang harus diperhatikan pada pemodelan inversi 3D, yaitu dengan memperhatikan efek statik pada data dan arah *strike*.

Pada penelitian ini data yang digunakan adalah data Magnetotelurik (MT) yang sudah berekstensi .EDI . Data MT ini kemudian akan diolah menggunakan *software Zond2dMT* untuk kontrol kualitas pada saat melakukan *Static Shift Correction* , dan kemudian dilanjutkan pengolahan data dengan

menggunakan *Software WinGlink* yang nantinya akan dihasilkan penampang model lapisan bawah permukaan 2D. Metode inversi yang digunakan adalah *Non Linear Conjugate Gradient* (NLCG). Inversi NLCG adalah suatu inversi yang terdiri dari 2 *loop*, yaitu *loop conjugate-gradient* dan *loop line-search* yang dapat meminimumkan suatu fungsi (Rodi & Mackie, 2001). *Loop* sekunder melakukan *line-search*. Minimisasi fungsi objektif menjadi problem minimisasi satu dimensi dengan parameter alfa ($\min\Psi(\alpha)$). *Line-search* inilah yang sifatnya non-linier. *Loop* utama adalah *loop conjugate gradient*. Dalam *loop* ini dihitung arah *conjugate*. Setelah arah *conjugate* ditemukan, dilakukan minimisasi 1-dimensi (*line-search*). Setelah minimisasi 1-dimensi selesai (untuk tiap iterasi), dilakukan pengecekan tiga *flag* (Rodi dan Mackie, 2001). Kegunaan algoritma *Non Linear Conjugate Gradient* pada penelitian ini yaitu untuk melihat tingkat ketelitian yang dihasilkan pada model hasil inversi daerah sistem panas bumi “Alpha”, karena pada algoritma NLCG digunakan untuk minimalisasi fungsi objektif sehingga proses komputasi yang dilakukan lebih singkat.

1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah dalam penelitian tugas akhir ini adalah :

1. Bagaimana menentukan pemodelan data magnetotelurik lapangan panas bumi “Alpha” berdasarkan distribusi nilai resistivitas dari hasil pemodelan inversi 2D?
2. Bagaimana menganalisis sistem panas bumi lapangan “Alpha” berdasarkan hasil pemodelan data magnetotelurik yang diintegrasikan dengan data geologi regional?

1.3 Tujuan

Tujuan dari penelitian tugas akhir ini adalah

1. Menentukan hasil pemodelan data magnetotelurik lapangan panas bumi “Alpha” berdasarkan distribusi nilai resistivitas dari hasil pemodelan inversi 2D.
2. Menganalisis sistem panas bumi lapangan “Alpha” berdasarkan hasil pemodelan data magnetotelurik yang diintegrasikan dengan data geologi regional.

1.4 Batasan Masalah

Supaya bahasan dari Penelitian Tugas Akhir ini tidak melebar, maka disusun batasan masalah sebagai berikut:

1. Pemodelan inversi 2D menggunakan algoritma NLCG.
2. Data yang digunakan dalam penelitian ini sudah berekstensi .edi dan bersumber dari *open source* (<http://ds.iris.edu/spud/emtf>).
3. Penelitian ini menggunakan 25 titik MT yang ada di daerah panas bumi “alpha”

1.5 Manfaat

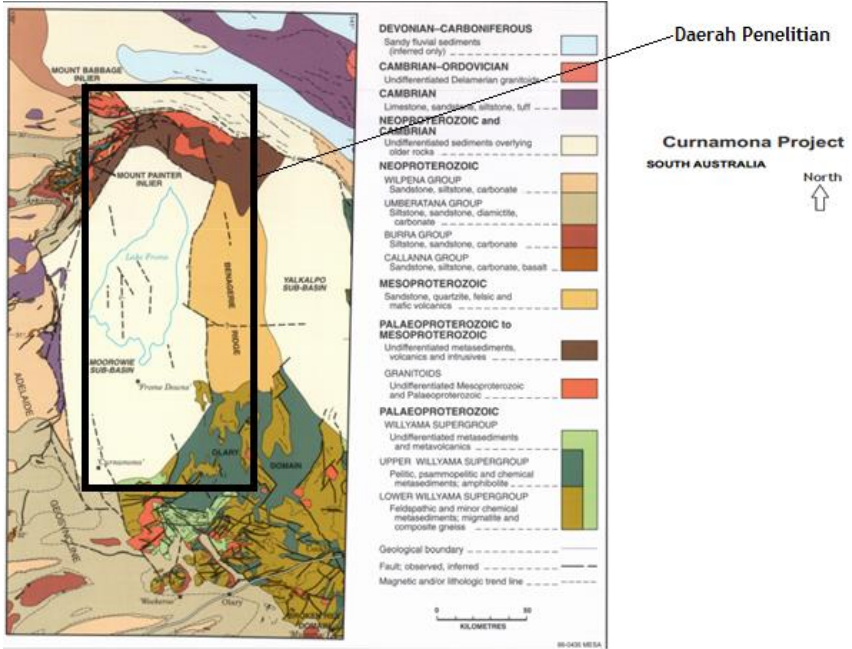
Manfaat yang ingin didapatkan dari penelitian ini adalah dijadikan sebagai bahan referensi dalam pengolahan data magnetotelurik untuk pengembangan wilayah kerja panas bumi baik oleh kalangan akademisi, peneliti, dan masyarakat yang memiliki ketertarikan di bidang panas bumi.

(Halaman ini sengaja dikosongkan)

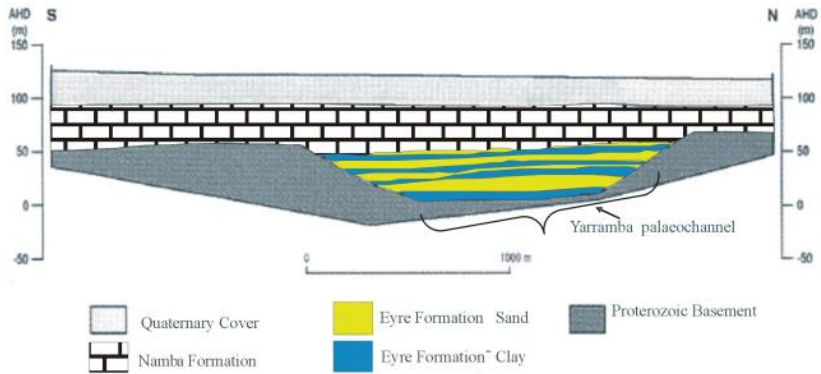
BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Dasar Teori

2.1.1. Geologi Regional

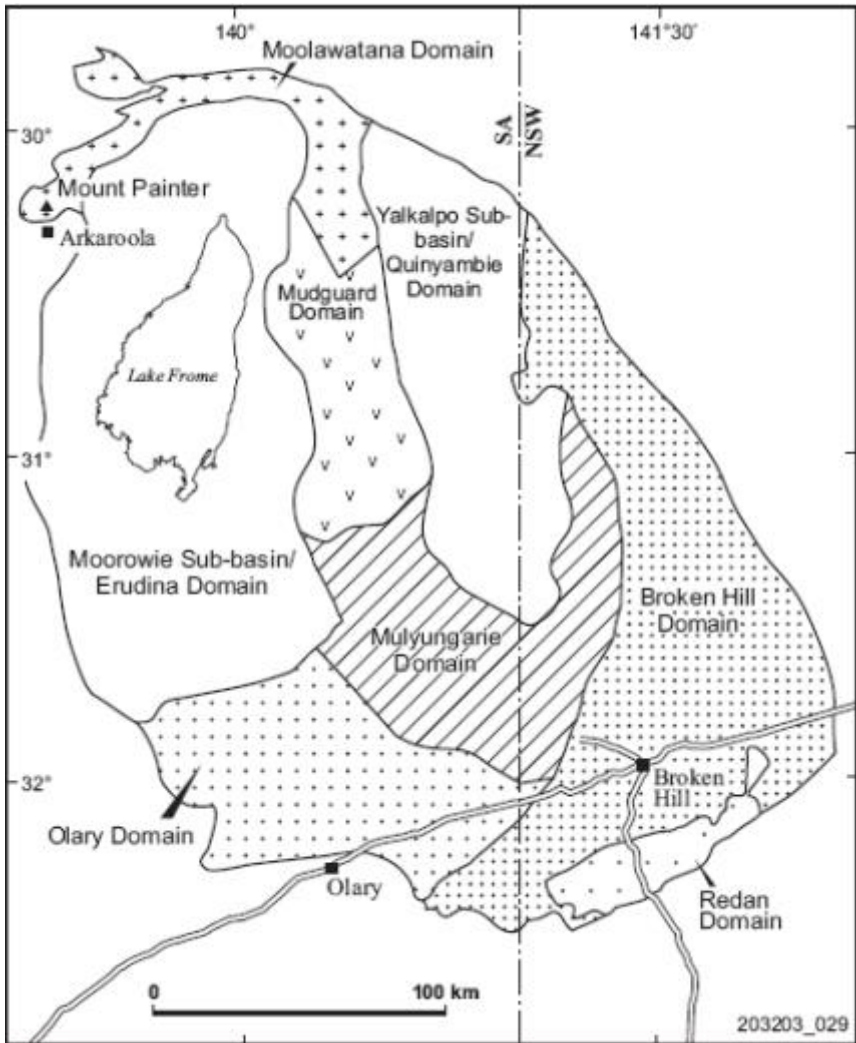


Gambar 2. 1. Peta Geologi Provinsi Curnamona (R.S. Robertson, dkk, 1998)



Gambar 2. 2. Penampang Geologi Provinsi Curnamona (Habermehl, 2000)

Dari Peta Geologi Provinsi Curnamona, Provinsi Curnamona adalah elemen kerak Paleo hingga Mesoproterozoikum yang merupakan perpanjangan luasan dari Australia Selatan bagian timur tengah ke barat *New South Wales* yang dibatasi oleh batas struktural yang jauh lebih muda (Robertson et al., 1998, Conor dan Preiss, 2008). Batuan dari *Paleoproterozoic Willyama Supergroup* (1720-1640 Ma) diendapkan di keretakan antar benua, disertai oleh mafik sintetik dan magmatisme felsik (Conor dan Preiss, 2008) dan diterobos oleh *Mesoproterozoic Ninnerie Supersuite* awal (Fricke, 2006).



Gambar 2. 3. Domain Geologi Provinsi Curnamona (Korsch, dkk, 2008)

Provinsi Curnamona dibagi menjadi beberapa domain berdasarkan usia, fasies sedimen dan ketebalan, magmatisme dan metamorfisme, yaitu:

- Broken Hill Domain: stratigrafi yang relatif lebih tebal, lebih lengkap, dan berkembang dengan baik *Lode-bearing Broken Hill Group* (Conor dan Preiss, 2008). Metamorfisme dari bawah fasies amfibolit di utara hingga granulit di selatan (Phillips, 1980). Synsedimentary magmatisme felsik mafik dan tipe S terkait dengan *rifting*.
- Redan Domain: ditandai oleh Redan Gneiss calcaltitic, metamorfisme granulit, dan ditandai dengan Total Intensitas Magnetik yang tinggi dan mengandung batuan tertua yang diketahui pada Broken Hill Inlier (Conor dan Preiss, 2008).
- Domain Olary: stratigrafi yang lebih tipis dan kurang lengkap. Batu tertua yang diketahui di Willyama Grup Super (Grup Curnamona). *Synsedimentary A-type felsic* (~ 1715 Ma Basso Suite) dan magmatisme mafik minor (~ 1685 Ma Lady Louise Suite). Polifase deformasi dan metamorfisme dari fasies hijau di amfibolit utara fasies di selatan (Clarke et al., 1987; Webb dan Crooks, 2005).
- Domain Mulyungarie: ditandai oleh suksesi sulfida yang kental; relatif lemah fasies greenschist di deformasi batuan metasedimen dengan stratigrafi yang signifikan berbeda dari Broken Hill dan Olary Domains. Mungkin karena transisi antara Broken Hill dan Olary Domains (Conor dan Preiss, 2008).
- Domain Moolawatana: Batu purba Mesoproterozoikum dari Gunung Painter dan Gunung *Babbage Inliers* dan membentang ke timur sebagai punggung yang terkubur.
- Mudguard Domain: lembaran yang relatif tidak terdeformasi ~ 1580 Ma
- Domain Erudina dan Quinyambie: *basement* yang tidak diketahui terkubur dalam-dalam dengan ketebalan yang besar yang ditutupi Cambrian dan Neoproterozoikum dari Cekungan Moorowie dan Yalkalpo di barat dan sebelah timur Benagerie Ridge.

2.1.2. Stratigrafi Regional

AGE	BASIN	STRATIGRAPHIC UNIT
CENOZOIC	Lake Eyre Basin (Callabonna Sub-basin, including Poortena Sub-basin)	Coonabine Formation and equivalents
		Eurinilla Formation and equivalents
		Willawortina Formation
		Millyera Formation
		Namba Formation
Eyre Formation		
MESOZOIC Cretaceous	Eomanga Basin (Fome Embayment)	Mackunda Formation
		Oodnadatta Formation
		Coorikiana Ss
		Bulldog Shale
		Parabarana Ss
PALAEOZOIC Cambrian	Arrowie Basin (Moorowie and Yakkalpo sub-basins)	Grindstone Range Sandstone
		Pantapinna Sandstone
		Balcoracana Formation
		Moodlatana Formation
		Wirrealpa Limestone
		Billy Creek Formation
		Moorowie Formation
		Mermema Formation
		Wilkawillina Limestone
NEOPROTEROZOIC	Coombalarrie Platform	Wilpena Group
		Umberatana Group (incl. Yudnamutana Subgroup)
		Burra Group
		Callanna Group
MESOPROTEROZOIC	Curnamona Province	Moolawatana Suite (~1560 Ma)
		Mount Neill Granite, Benagerie Volcanics and equivalents (~1580 Ma)
		Radium Creek Group*
		Ninnerie Supersuite (including Crocker Well Suite and Honeymoon Type granite; ~1580 Ma)
PALAEO- PROTEROZOIC	Curnamona Province	Willyama Supergroup

Marree Subgroup

Lake Frome Group

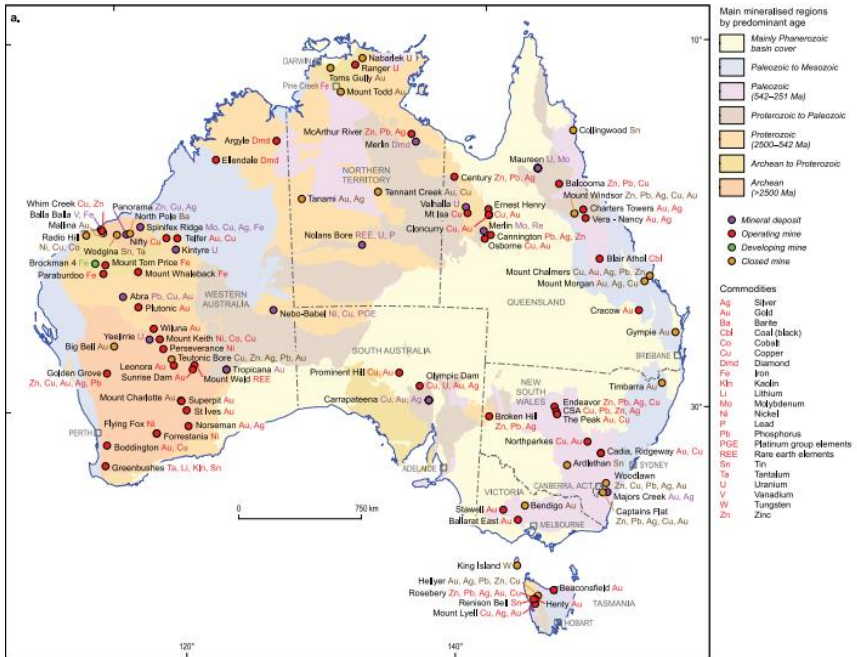
Hawker Group

Gambar 2. 4 Kolom Stratigrafi Daerah Curnamona (Fabris AJ dan Gouthas, 2009)

State/territory	Rock unit and location	Rock type	Age (millions of years)	Geological time (era)
Australian Antarctic Territory	Mt Sones Orthogneiss, Enderby Land	Granodioritic gneiss	3927 ± 10	Eoarchean
Western Australia	Meeberrie Gneiss, Murchison District	Gneiss	3731 ± 4	Eoarchean
South Australia	Cooyerdoo Granite, Eyre Peninsula	Granite	3157 ± 2	Mesoarchean
Northern Territory	Woolner Granite, Pine Creek Orogen (under Mesozoic cover near Darwin)	Granite	2674 ± 3	Neoarchean
Queensland	Yaringa Metamorphics, Mt Isa	Orthogneiss	1874 ± 4	Paleoproterozoic
New South Wales	Redan Gneiss, Broken Hill	Gneiss	1710 ± 4	Paleoproterozoic
Tasmania	Surprise Bay Formation, King Island	Metasedimentary	ca 1300	Mesoproterozoic
Victoria	Glenelg River Metamorphic Complex Ceres Gabbro	Ultramafics-Serpentine Gabbro	> ca 520 ca 600?	Early Cambrian Neoproterozoic?
Australian Capital Territory	Adaminaby Group, Brindabella Ranges	Metasedimentary	ca 470	Ordovician
Heard and McDonald Islands	Limestone on Lauren's Peninsula	Limestone Basalt?	ca 50 ca 120??	Eocene Cretaceous?
Norfolk Island	Ball Bay Basalt	Basalt	ca 3.2	Pliocene
Ashmore-Cartier Islands	Cartier Formation	Limestone	ca 30	Oligocene
Cocos (Keeling) Islands	Undated limestone	Limestone	ca 50?	Eocene by correlation with Christmas Island?
Christmas Island	Basalt, age greater than Eocene sediments	Basalt	ca 60	Paleogene?

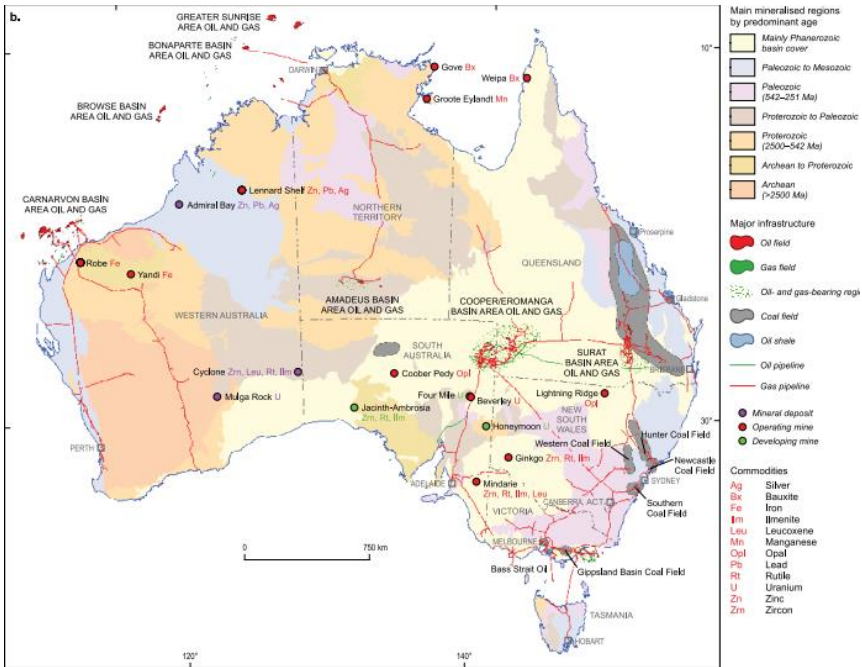
Gambar 2. 5 Kolom Batuan Tertua di Setiap Wilayah di Australia (Geoscience Australia, 2011)

Pada gambar 2.5 Kolom batuan tertua di wilayah penelitian, yaitu Australia Selatan adalah batuan granit pada masa geologi *Mesoarchean*.



Gambar 2. 6 Sebaran Mineral Pada “Hard Rock” Australia (Geoscience Australia, 2011)

Pada gambar 2.6 yaitu sebaran mineral pada “Hard Rock” di Australia menunjukkan bahwa pada Australia terdapat beberapa potensi mineral yang bisa dieksplorasi, yaitu perunggu, emas, tembaga, batubara, dan lain lain. Pada daerah Australia selatan, terdapat beberapa mineral seperti tembaga, emas, perak, potasium dan juga uranium.



Gambar 2. 7 Sebaran Mineral Pada “Basin” Australia (Geoscience Australia, 2011)

Pada gambar 2.7 Sebaran Mineral pada “*basin*” Australia menunjukkan bahwa pada Australia terdapat beberapa potensi minyak, gas dan juga batubara untuk dieksplorasi. Jika diperhatikan, pada daerah Australia Selatan. Terdapat lapangan batu bara.

2.1.3. Metode Magnetotelurik

2.1.3.1. Sistem Panas Bumi

Energi panas bumi adalah sumber daya alam berupa air panas atau uap yang terbentuk di dalam reservoir dibawah permukaan yang mengalami proses pemanasan oleh batuan beku sebagai sumber panasnya. Sistem panas bumi dapat terbentuk jika terdapat beberapa unsur pembentuk sistem panas bumi, yaitu lapisan *overburden*, *clay cap*, fluida (air atau uap) untuk menghantarkan panas ke permukaan, reservoir berupa lapisan *permeable* yang mengandung fluida berupa air atau uap. Keseluruhan unsur tersebut harus berada dalam satu kesatuan sistem agar dapat dimanfaatkan dengan baik. Keseluruhan sistem panas bumi

tersebut berada dibawah permukaan bumi, sehingga tidak dapat diamati secara langsung.

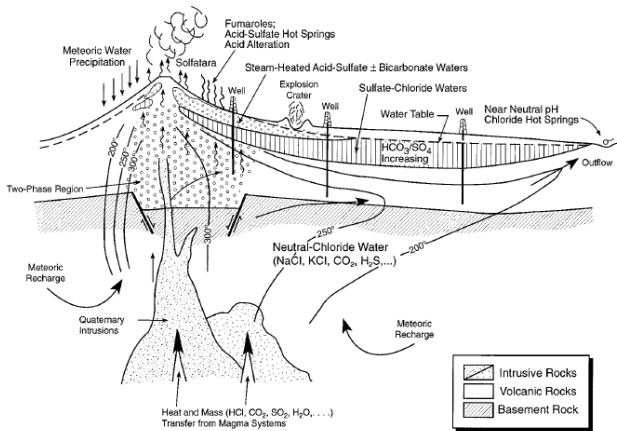
Pada dasarnya sistim panas bumi terbentuk sebagai hasil perpindahan panas dari suatu sumber panas ke sekelilingnya yang terjadi secara konduksi dan secara konveksi. Perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui batuan, sedangkan perpindahan panas secara konveksi terjadi karena adanya kontak antara air dengan suatu sumber panas. Perpindahan panas secara konveksi pada dasarnya terjadi karena gaya apung (*bouyancy*). Air karena gaya gravitasi selalu mempunyai kecenderungan untuk bergerak kebawah, akan tetapi apabila air tersebut kontak dengan suatu sumber panas maka akan terjadi perpindahan panas sehingga temperatur air menjadi lebih tinggi dan air menjadi lebih ringan. Keadaan ini menyebabkan air yang lebih panas bergerak ke atas dan air yang lebih dingin bergerak turun ke bawah, sehingga terjadi sirkulasi air atau arus konveksi (Saptadji, 1997).

2.1.3.2. Jenis Sistem Panas Bumi.

Sistem panas bumi dapat dikelompokkan kedalam beberapa kategori, hal tersebut dapat dikelompokkan berdasarkan jenis fluida atau fasa sistem panas bumi tersebut, tempratur sistem panas bumi, dan lain-lain. Pada saat ini energi panas bumi yang paling banyak dimanfaatkan adalah pada sistem hidrotermal, karena pada sistem ini pori-pori batuan mengandung air atau uap, atau keduanya, dan letak reservoarnya umumnya tidak terlalu dalam sehingga masih ekonomis untuk dikembangkan.

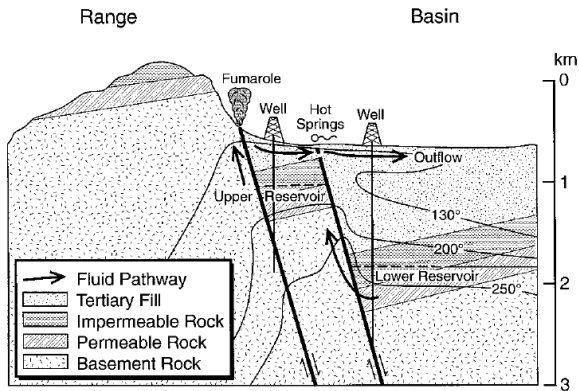
Goff dan Janik (2000) mengelompokkan sistem panas bumi berdasarkan geologi, geofisika, hidrologi, dan *engineering* menjadi 5 sistem, yaitu :

1. *Young igneous system*, berhubungan dengan *quarternary volcanism* dan intrusi magma. Sekitar 95% dari aktifitas vulkanik terjadi di sepanjang batas lempeng dan di *hot spot*. Lingkungan seperti ini biasanya berhubungan dengan aktivitas tektonik yang besar. Fluida yang diperoleh berasal dari panas magma yang mengkristal. Sistem geotermal yang seperti ini umumnya yang paling panas ($\leq 370^{\circ}\text{C}$) dengan kedalaman reservoir $\leq 1,5$ km, walaupun ada beberapa yang lebih dalam.



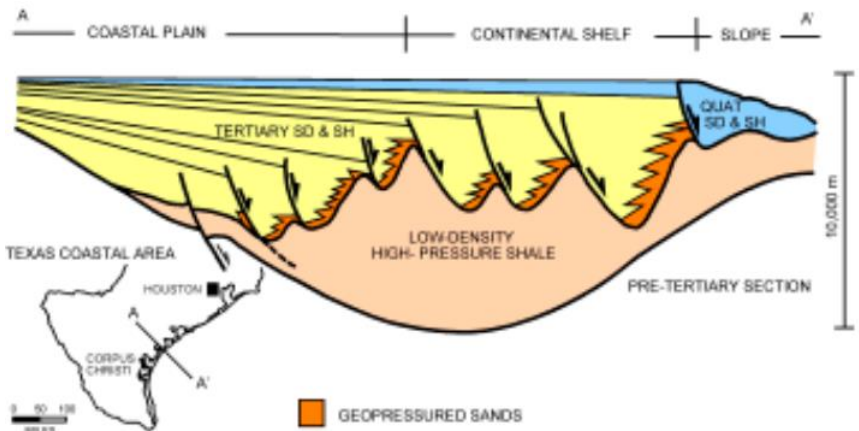
Gambar 2. 8 Konseptual Model Young Igneous System (Goff dan Janik, 2000)

2. *Tectonic system*, memiliki aliran panas yang tinggi namun bukan berasal dari aktivitas batuan beku. Sistem ini terdapat di lingkungan *backarc*, daerah rekahan, zona subduksi, dan sepanjang zona patahan. *Tectonic System* berhubungan dengan peningkatan aktivitas seismik yang disebabkan *quarternary faulting* dan peningkatan aliran pada pada lempeng yang tipis. Sistem tektonik yang baik untuk dikembangkan biasanya memiliki suhu $\leq 250^{\circ}\text{C}$ dan terdapat pada kedalaman $\geq 1,5\text{km}$.



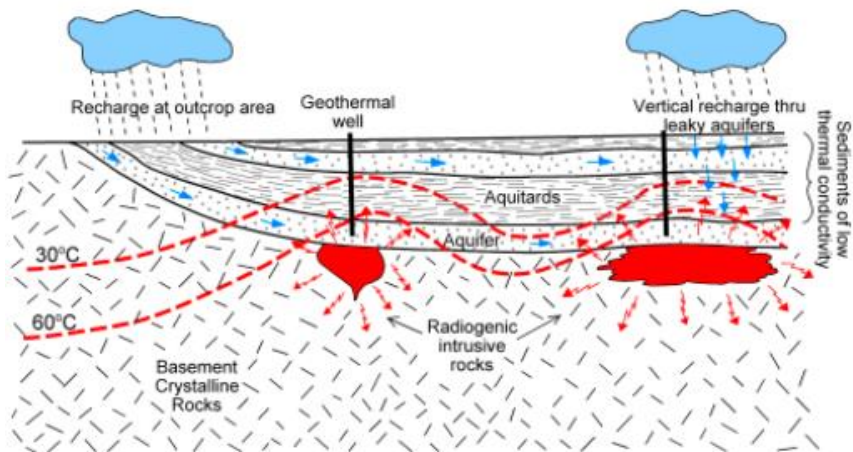
Gambar 2. 9 Konseptual Model Tectonic System (Goff dan Janik, 2000)

3. *Geopressed system*, terdapat pada daerah cekungan sedimen dimana penurunan dan pengendapan fluida pada lapisan tersebut telah membentuk “*overpressured reservoir*”. *Geopressed system* memerlukan pengeboran yang lebih dalam dibandingkan dengan *tectonic system* dan *young igneous system*. Pada sistem ini letak reservoir biasanya terdapat pada kedalaman 1,5-3km dengan suhu berkisar 50°-190°C.



Gambar 2. 10 Geopressed system (Bebout, et al, 1978)

4. *Hot dry rock system*, sistem ini memanfaatkan panas yang tersimpan di porositas rendah, batuan *impermeable* pada kedalaman dan temperatur yang bervariasi. Prosesnya adalah dengan cara membuat patahan pada batuan *impermeable* tersebut kemudian diinjeksi air. Air dari permukaan di pompa turun melalui sumur injeksi hingga ke patahan dan keluar melalui sumur produksi. Temperatur pada sistem ini sekitar 120 – 225°C dan pada kedalaman 2 – 4 km. Jenis sistem panas bumi daerah penelitian adalah *hot dry rock system* dengan sumber panas berasal dari aktivitas radiogenik pada batuan intrusi granit sebagai batuan sumber panasnya (Rees et al, 2018). Sebagian besar aliran panas pada batuan granit berasal dari aktivitas peluruhan yang terjadi secara terus menerus dari senyawa radioaktif seperti uranium, thorium, dan potassium. Pada volume batuan granit yang cukup besar jumlah uranium (5-10 ppm) dan thorium (20-80 ppm) dapat meningkatkan suhu bawah permukaan secara signifikan (Anderson dan Lund, 1979). Pada daerah penelitian konsentrasi uranium pada batuan granit sebagai batuan sumber panasnya sebanyak 30 ppm. Hal ini menyebabkan anomali aliran panas pada daerah penelitian mencapai 100 mW/m², sedangkan aliran panas pada keadaan normal hanya sebesar 40 mW/m².

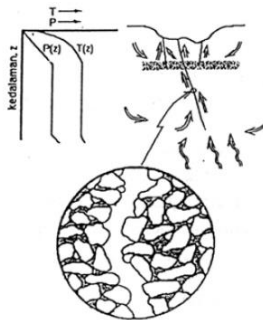


Gambar 2. 11 Hot dry rock system (Anderson dan Lund, 1979)

5. *Magma tap system*, melibatkan pengeboran di bagian magma yang dangkal, menerapkan pertukaran panas, dan sirkulasi fluida. Suhu reservoir pada sistem ini sekitar $\leq 1200^{\circ}\text{C}$.

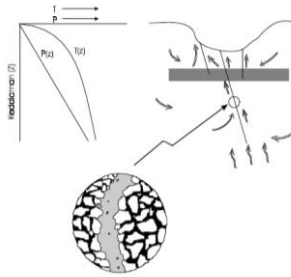
Berdasarkan pada jenis fluida utamanya, sistem panas bumi dapat dibedakan menjadi dua macam, yaitu :

1. Sistem satu fase, sistem ini umumnya berisi air yang mempunyai temperatur 90° - 180° C dan tidak terjadi pendidihan pada fluidanya, bahkan selama eksploitasi.
2. Sistem dua fase, pada sistem ini dibagi menjadi dua macam yaitu :
 - a. Sistem dominasi uap, yaitu sistem panas bumi di mana sumur-sumurnya memproduksi uap kering atau uap basah karena rongga-rongga batuan reservoirnya sebagian besar berisi uap panas. Dalam sistem dominasi uap, diperkirakan uap mengisi rongga-rongga, saluran terbuka atau rekahan-rekahan, sedangkan air mengisi pori-pori batuan. Karena jumlah air yang terkandung di dalam pori-pori relatif sedikit, maka saturasi air mungkin sama atau hanya sedikit lebih besar dari saturasi air konat (S_{wc}) sehingga air terperangkap dalam pori-pori batuan dan tidak bergerak. Dalam sistem dominasi uap tekanan dan temperatur umumnya relatif terhadap kedalaman.



Gambar 2. 12 Model Sistem Dominasi Uap (Saptadji, 1997)

- b. Sistem dominasi air, yaitu sistem panasbumi dimana sumur-sumurnya menghasilkan fluida dua fasa berupa campuran uap dan air. Dalam sistem dominasi air, diperkirakan air mengisi rongga-rongga, saluran terbuka atau rekahan-rekahan. Seperti dapat dilihat pada Gambar 2.3 dan 2.4, profil tekanan dan temperatur terhadap kedalaman sangat berlainan. Pada sistim dominasi air, baik tekanan maupun temperatur tidak konstant terhadap kedalaman.



Gambar 2. 13 Model Sistem Dominasi Air (Saptadji, 1997)

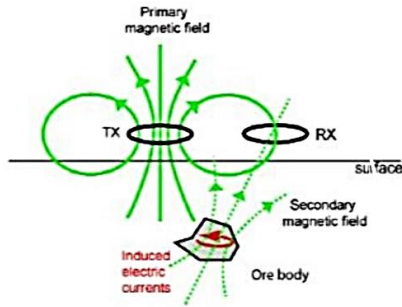
2.1.3.3. Prinsip Dasar Metode Magnetotelurik

Metode magnetotelurik (MT) merupakan salah satu metode eksplorasi geofisika pasif yang memanfaatkan medan elektromagnetik alam. Medan EM tersebut ditimbulkan oleh berbagai proses fisik yang cukup kompleks sehingga *spectrum* frekuensinya sangat lebar (10^{-5} Hz – 104 Hz). Metode magnetotelurik (MT) merupakan salah satu metode geofisika yang dinilai paling baik digunakan dalam eksplorasi panas bumi karena kemampuannya untuk memetakan nilai resistivitas batuan sistem panas bumi (Oskooi, 2006). Metode tersebut mengukur dua komponen orthogonal medan listrik (E) dan dua komponen orthogonal medan magnet (H). Rasio dari medan listrik dan medan magnet merupakan nilai resistivitas semu yang kita kenal sebagai tensor impedan (Z). Tensor impedan magnetotelurik dapat didefinisikan sebagai berikut :

$$\begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} \quad (1)$$

Dimana Z_{xx} adalah tensor impedansi horizontal, Z_{xy} adalah tensor impedansi TE, Z_{yx} adalah tensor impedansi TM, Z_{yy} adalah tensor impedansi vertikal, H_x adalah medan magnet horizontal, H_y adalah medan magnet vertikal, E_x adalah medan elektrik horizontal, dan E_y adalah medan elektrik vertikal.

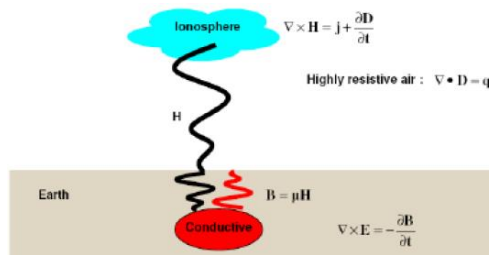
Medan elektromagnetik alami (medan elektromagnetik primer) sebagai sumber metode magnetotelurik sampai ke bumi dengan memiliki variasi terhadap waktu. Medan elektromagnetik tersebut menginduksi *ore body* di bawah permukaan Bumi sehingga *eddy current* (arus *telluric*) yang menimbulkan medan elektromagnetik sekunder. *Receiver* (RX) yang berada di permukaan menangkap total medan elektromagnetik sebagai penjumlahan dari medan elektromagnetik primer dan medan elektromagnetik sekunder (Liati dkk., 2010). Proses tersebut digambarkan oleh gambar 2.14.



Gambar 2. 14 Prinsip Dasar Metode Magnetotelurik (Liati dkk., 2010)

2.1.3.4. Sumber Gelombang Magnetotelurik

Bumi memiliki medan magnet yang konstan, namun yang dibutuhkan dalam metode MT bukanlah medan magnet yang konstan, melainkan medan magnet yang berubah-ubah terhadap waktu, karena medan magnet yang berubah-ubah terhadap waktu dapat *generate* medan listrik. Variasi medan elektromagnetik dapat berasal dari petir ataupun interaksi dari *solar wind* dengan lapisan *magnetosphere* Bumi. Medan elektromagnetik dengan frekuensi lebih dari 1 Hz berasal dari aktivitas meteorologi seperti *lightning discharge* (cahaya petir). Sinyal petir oleh cahaya dikenal sebagai *sferics* dan mencakup rentang frekuensi elektromagnetik. *Sferic* menjalar dalam *waveguide* sebagai gelombang listrik transversal (TE), magnetik transversal (TM), atau gelombang listrik dan magnetik transversal (TEM). Interaksi antara *solar wind* dengan lapisan *Magnetosphere* dan *Ionosphere* Bumi menghasilkan gelombang elektromagnetik dengan frekuensi kurang dari 1 Hz. *Solar wind* adalah suatu aliran yang kontinu dari plasma, memancarkan sebagian besar proton dan elektron dari Matahari. Pada saat *solar wind* mengenai medan magnet *terrestrial* pada *magnetopause*, proton dan elektron akan berdefleksi ke arah yang berlawanan sehingga menimbulkan medan listrik (Grandis, 2013).



Gambar 2. 15 Skema Timbulnya Gelombang Magnetotelurik (Grandis, 2013)

2.1.3.5. Persamaan Maxwell

Persamaan Maxwell merupakan sintesa hasil-hasil eksperimen (empiris) mengenai fenomena listrik- magnet yang didapatkan oleh Faraday, Ampere, Gauss, Coloumb di samping yang dilakukan oleh Maxwell sendiri. Dalam bentuk differensial, persamaan Maxwell dalam domain frekuensi dapat dituliskan sebagai berikut,

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \text{Hukum Faraday} \quad (2)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad \text{Hukum Ampere} \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad \text{Hukum Gauss} \quad (4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad \text{Hukum Gauss dalam magnetisasi} \quad (5)$$

Dimana ,

E : medan listrik (Volt/m)

B : fluks atau induksi magnetic (Weber/m² atau Tesla)

H : medan magnet (Ampere/m)

j : rapat arus (Ampere/m²)

D : perpindahan listrik (Columb/m²)

q : rapat muatan listrik (Columb/m³)

Persamaan (2) diturunkan dari hukum Faraday yang menyatakan bahwa perubahan fluks magnetik menyebabkan medan listrik dengan gaya gerak listrik berlawanan dengan variasi fluks magnetik yang menyebabkannya. Persamaan

(3) merupakan generalisasi teorema Ampere dengan memperhitungkan hukum kekekalan muatan. Persamaan tersebut menyatakan bahwa medan magnet timbul akibat fluks total arus listrik yang disebabkan oleh arus konduksi dan arus perpindahan. Persamaan (4) menyatakan hukum Gauss yaitu fluks elektrik pada suatu ruang sebanding dengan muatan total yang ada dalam ruang tersebut. Sedangkan persamaan (5) yang identik dengan persamaan (4) berlaku untuk medan magnet, namun dalam hal ini tidak ada monopole magnetik (Kaufman dan Keller, 1981).

2.1.3.6. Penjalaran Gelombang Elektromagnetik

Respon medan elektromagnetik pada batuan di bawah permukaan pada kedalaman yang dalam dapat diperoleh dengan menaikkan periode sounding elektromagnetik. Prinsip ini sesuai dengan persamaan elektromagnetik skin depth yang menggambarkan kedalaman penetrasi gelombang elektromagnetik ketika berdifusi ke dalam suatu medium (Simpson dan Bahr, 2005):

$$\delta = 500 \sqrt{\frac{\rho a}{f}} \text{ (m)} \quad (6)$$

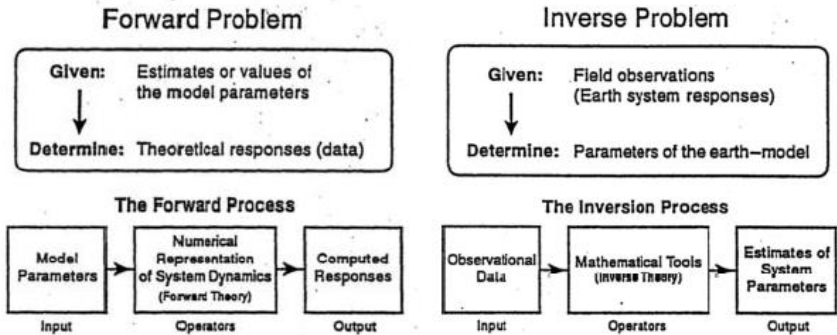
Dimana δ adalah elektromagnetik skin depth, f adalah frekuensi, dan ρa adalah apparent resistivity. Persamaan di atas menunjukkan bahwa skin depth tidak hanya bergantung pada nilai resistivitas batuan di bawah permukaan, tapi juga bergantung pada periode atau frekuensi alat yang digunakan. Semakin tinggi frekuensi alat yang digunakan maka akan semakin dangkal penetrasinya. Sebaliknya, semakin rendah frekuensi alat yang digunakan, semakin dalam pula penetrasi yang didapatkan.

Medan elektromagnetik yang menginduksi Bumi secara alami dan digunakan untuk penelitian MT memiliki rentang periode dari 10^{-3} hingga 10^5 s. Jika diasumsikan resistivitas rata-rata batuan di kerak dan mantle Bumi adalah $100 \Omega\text{m}$, maka dengan persamaan di atas didapatkan penetrasi gelombang elektromagnetik mampu mencapai ~ 160 m hingga >500 km. Inilah keuntungan menggunakan metode MT dibandingkan metode elektromagnetik yang lainnya (Simpson dan Bahr, 2005).

2.1.3.7. Pemodelan *Forward* dan Pemodelan *Inversi*

Dalam eksplorasi geofisika, kita berharap data hasil pengukuran dapat memberikan informasi di bawah permukaan, tidak hanya mengenai sifat fisis batuan saja melainkan juga kondisi geometri dan kedalaman batuan bawah permukaan. Informasi tersebut dapat kita ketahui bila kita mengetahui hubungan antara sifat fisis batuan dan data observasinya. Seluruh proses geofisika ini dapat

dideskripsikan secara model matematika. Model matematika inilah yang menghubungkan sifat fisis batuan dengan data observasinya. Berdasarkan model matematika, itulah kita dapat mengekstrak parameter fisis batuan dari data observasi. Proses ini disebut proses inversi. Sementara proses kebalikannya dimana kita ingin memperoleh data prediksi hasil pengukuran berdasarkan parameter fisis yang sudah diketahui, maka proses ini disebut proses forward atau forward modeling.



Gambar 2. 16 Alur pemodelan forward dan inversi (Dr. Eng, Supriyanto, 2007)

Inversi adalah suatu proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistik untuk memperoleh distribusi sifat fisis bawah permukaan. Analisis terhadap data lapangan dilakukan dengan cara melakukan pencocokan kurva antara model matematika dengan data lapangan (Dr. Eng. Supriyanto, 2007).

2.1.3.8. Teori 2D Magnetotelurik

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

Pada kasus magnetotelurik 2D tensor impedansinya adalah sebagai berikut,

$$Z = \begin{Bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{Bmatrix} \quad (7)$$

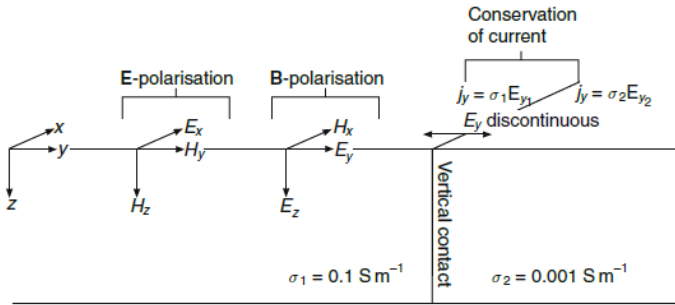
menghubungkan komponen horisontal dari elektromagnetik pada bidang permukaan pada satu posisi dan frekuensi tertentu, poros-x menunjukan arah strike,

$$\mathbf{E}_h = \begin{Bmatrix} E_x \\ E_y \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} H_x \\ H_y \end{Bmatrix} = \mathbf{Z}_{2D} \mathbf{H}_h \quad (8)$$

Dimana,

$$Z_{xy}(\omega) = Z_{TE} = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \quad (9)$$

$$Z_{yx}(\omega) = Z_{TM} = \frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)} \quad (10)$$



Gambar 2. 17 Konsep Model MT 2D sederhana (Simpson dan Bahr, 2005)

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

Determinan dari tensor impedansi dapat dituliskan dalam persamaan berikut,

$$Z_{DET} = |Z_{DET}| \exp[i\phi_{DET}] = \sqrt{Z_{TE}(-Z_{TM})} = \sqrt{|Z_{TE}||Z_{TM}|} \exp \left[\frac{1}{2}i(\phi_{TE} + \phi_{TM}) \right] \quad (11)$$

Dimana resistivitas semu determinan,

$$\log \rho_{DET}^{app} = \frac{1}{2} (\log \rho_{TE}^{app} + \log \rho_{TM}^{app}) \quad (12)$$

Dan fase determinan adalah sebagai berikut,

$$\phi_{DET} = \frac{1}{2}(\phi_{TE} + \phi_{TM}) \quad (13)$$

Dengan mana 2D data determinan dipertimbangkan sebagai rata-rata dari mode TE dan TM (Simpson dan Bahr, 2005).

2.1.3.9. Static Shift Correction

Gelombang elektromagnetik akan menghasilkan data (data magnetotellurik) yang mudah mengalami distorsi baik pada kurva TE maupun TM. Distorsi tersebut akibat adanya perbedaan nilai resistivitas pada satu lapisan dan dapat mengakibatkan interpretasi data menjadi ambigu. Pada suatu lapisan yang di dalam bagian lapisan tersebut terdapat suatu medium yang memiliki perbedaan nilai resistivitasnya maka medium tersebut akan menyebabkan data mengalami pergeseran statik (*static shift*). Efek pergeseran statik tersebut hanya terjadi pada arus *galvanic*.

Pergeseran statik dapat disebabkan oleh beberapa kondisi diantaranya heterogenitas di dekat permukaan, kontak batas, dan efek topografi. Heterogenitas di dekat permukaan merupakan kondisi dimana lapisan dibawah dekat permukaan memiliki ketidakseragaman nilai resistivitas sehingga menyebabkan distorsi pada data magnetotellurik. Distorsi pada data magnetotellurik tersebut ditandai dengan pergeseran kurva TE dan TM terhadap nilai regional sebenarnya. Kontak batas merupakan kondisi dimana daerah pengukuran terdapat fracture atau fault yang menyebabkan dua formasi yang berbeda dan memiliki resistivitas yang berbeda saling kontak satu sama lain. Pada bagian yang lebih resistif, kurva TM akan berada diatas kurva TE, sebaliknya pada bagian yang kurang resistif maka kurva TM berada dibawah kurva TE. Pada daerah di dekat topografi tinggi (bukit) maupun topografi rendah (lembah) data MT juga mengalami pergeseran statik. Pergeseran statik pada daerah bukit yang tinggi, akan lebih besar daripada pergeseran statik pada daerah bukit yang rendah. Sedangkan pada daerah lembah pergeseran statik yang besar akan terjadi pada daerah lembah yang curam. Daerah bukit akan memberikan efek konduktif pada data, sedangkan daerah lembah akan memberikan efek resistif pada data. Pergeseran statik pada keadaan ini terjadi karena pergeseran kurva TM ke atas pada topografi tinggi dan ke bawah pada topografi rendah. Aliran medan listrik secara horizontal pada TM mode yang menyebabkan kurva tersebut mengalami pergeseran (Grandis, 2013).

Berbagai macam metode sudah dikembangkan untuk melakukan *static shift correction*. Salah satunya adalah dengan cara menggunakan filter spasial seperti yang digunakan pada data dalam penelitian ini karena jarak antar titik

pengukuran yang relatif dekat. Static shift correction dilakukan dengan cara memperkirakan median dari polarisasi resistivitas semu pada titik pengukuran dalam jarak tertentu lalu dibandingkan dengan masing-masing titik pengukuran dalam rentang periode tertentu. Jika perbedaannya lebih besar dari batas toleransi yang telah ditentukan maka, data tersebut mengalami *shifting* dan perlu dilakukan koreksi sesuai dengan batas toleransi yang telah ditentukan (Peacock, 2012).

2.1.3.10. Algoritma Inversi Magnetotelurik

Pada bagian ini akan menjelaskan secara singkat tentang teori inversi. Secara umum problem inversi adalah suatu cara yang dapat meminimumkan *error* kuadrat. Yaitu dengan menggunakan persamaan 14 (Rodi dan Mackie, 2001).

$$d = F(m) + e \quad (14)$$

Dengan e adalah vektor *error*, F adalah vektor fungsi *forward modeling*, m adalah parameter vektor model dan d adalah vektor data. Agar solusi menjadi stabil, perlu persamaan tambahan sebagai fungsi penstabil. Penyelesaian problem dengan persamaan tambahan ini disebut fungsi regularisasi (Rodi dan Mackie, 2001). Persamaan regularisasi dapat dilihat pada persamaan 15. Ψ adalah fungsi objektif yang akan diminimumkan, V adalah varian dari vektor *error* e , λ adalah pengali Laplacian, dan R adalah regularisasi yang berfungsi sebagai *stabilizer*.

$$\Psi(m) = (d-F(m))^T V^{-1} (d-F(m)) + \lambda.R(m) \quad (15)$$

Inversi NLCG adalah suatu inversi yang terdiri dari 2 *loop*, yaitu *loop conjugate-gradient* dan *loop line-search* yang dapat meminimumkan suatu fungsi (Rodi & Mackie, 2001). *Loop* sekunder melakukan *line-search*. Minimisasi fungsi objektif menjadi problem minimisasi satu dimensi dengan parameter alfa ($\min \Psi(\alpha)$). *Line-search* inilah yang sifatnya non-linier. Inversi NLCG lebih baik dalam meminimumkan fungsi dibandingkan dengan metode *steepest descent*. Yang mana metode *steepest descent* bergerak zig-zag dalam menurunkan fungsi. Sedangkan NLCG bergerak seperti arah *conjugate gradient*. Beberapa skema dalam *line-search* ini adalah:

1. Nilai fungsi objektif terkecil disimpan sebagai $\Psi_{\text{best}}(\alpha_{\text{best}})$.
2. Jika fungsi objektif dalam tahap iterasi *line-search* lebih besar dari Ψ_{best} , dilakukan *bisection*.
3. Sebaliknya, jika fungsi objektif iterasi saat ini lebih kecil dari Ψ_{best} , dilakukan pengecekan, apakah turunan beda tanda.

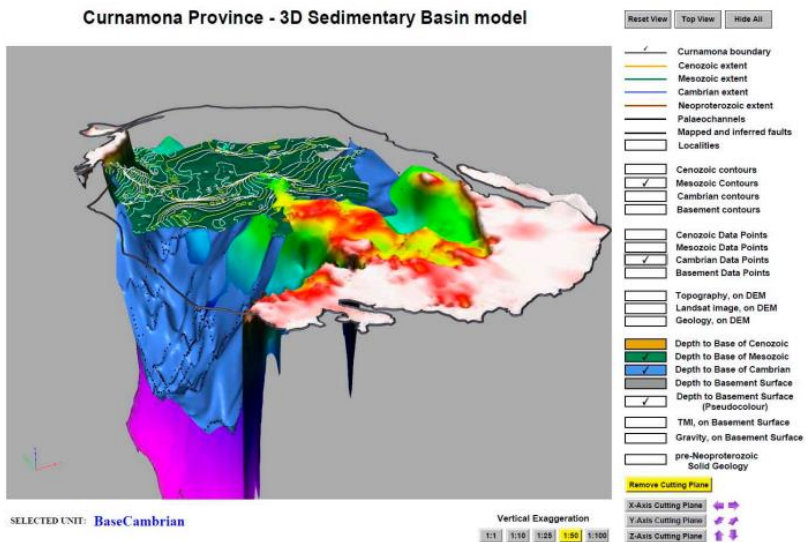
$$\alpha_{k+1} = \frac{1}{2}(\alpha_k + \alpha_{\text{best}}) \quad (16)$$

- Jika turunan beda tanda, berarti mungkin kedua titik telah mengapit lokasi minimum. Untuk kasus ini dilakukan interpolasi kubik untuk aproksimasi lokasi minimum.
- Jika turunan sama tanda, dilakukan aproksimasi kuadratik.

Iterasi *line-search* tersebut terus dilakukan hingga dipenuhi salah satu kriteria: jumlah iterasi *line-search* lebih besar dari 5 iterasi atau $|\Psi_{\text{best}} - \Psi| < 0.03\Psi_{\text{best}}$. *Loop* utama adalah *loop conjugate gradient*. Dalam *loop* ini dihitung arah *conjugate*. Setelah arah *conjugate* ditemukan, dilakukan minimisasi 1-dimensi (*line-search*). Setelah minimisasi 1-dimensi selesai (untuk tiap iterasi), dilakukan pengecekan tiga *flag* (Rodi dan Mackie, 2001).

Kelebihan dari metode NLCG adalah bahwa proses inversi NLCG menggunakan besar memori yang relatif sedikit untuk masalah skala besar, sehingga untuk tidak memakan banyak memori pada *random acces memory* dan tidak memerlukan aljabar linear numerik, sehingga setiap langkah cukup cepat, karena untuk semua fungsi objektif jika diselesaikan dengan aljabar linear maka tidak akan menghasilkan hasil yang maksimum, karena terlalu sederhana jika dengan aljabar linear, sulit untuk fungsi yang berorde lebih dari 3. Sementara kelemahan dari NLCG adalah bahwa langkah-langkah biasanya memiliki skala panjang yang buruk, sehingga algoritma pencarian baris mungkin memerlukan lebih banyak iterasi setiap kali untuk menemukan langkah yang dapat diterima.

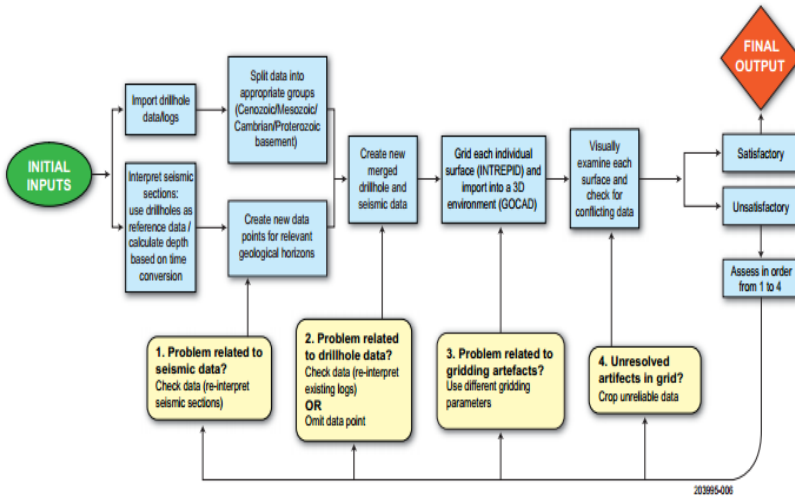
2.2. Penelitian Terdahulu



Gambar 2. 18 Model 3D Cekungan Sedimen Provinsi Curnamona (Fabris dan Gauthas, 2009)

Dilakukan penelitian mengenai pemodelan 3D Cekungan Sedimen pada Provinsi Curnamona untuk memperhatikan aspek geologi dan dampak/kaitannya di bidang eksplorasi. Pemodelan 3D dari daerah Curnamona termasuk pembaruan dari kedalaman sebelumnya ke permukaan *basement* untuk wilayah tersebut (Burt et al. 2005), demikian juga untuk distribusinya dan kedalaman ke dasar Cambrian (Cekungan Arrowie), Mesozoikum (Cekungan Eromanga) dan Kenozoikum (Sub-baskom Callabonna) sedimen. Yang mana dari pemodelan 3D ini akan dapat membantu eksplorasi dalam beberapa cara, yaitu:

- peningkatan prediksi kedalaman untuk dasar permukaan (misalkan dasar Kenozoikum)
- digunakan untuk eksplorasi sistem mineralisasi yang di-sedimentasi (misalkan uranium, emas-aluvial)
- meningkatkan pemahaman tentang distribusi bahan regolith
- meningkatkan pemahaman tentang wilayah luasan sungai dan geometri 3D-nya
- penggambaran wilayah yang lebih baik dengan meningkatkan prospektif untuk energi panas bumi, memungkinkan peningkatan pemodelan gradien termal
- potensi penggunaan dalam pemodelan dispersi melalui peningkatan pemahaman dari geometri 3D sistem mineral
- pembuatan penampang semua untuk pengujian bor.



Gambar 2. 19 Diagram Kerja Pemodelan 3D Curnamona (Fabris dan Gauthas, 2009)

Kesimpulan yang didapat dari penelitian ini adalah pemodelan 3D cekungan sedimen telah dibuat mendapatkan batuan dasar yaitu batu paleo-mesoproterozoikum dari Provinsi Curnamona menggunakan stratigrafi mengambil data dari lubang bor dan penafsiran seismik. Permukaan dimodelkan termasuk bagian atas Palaeo-Mesoproterozoic *basement* dan pangkalan Cambrian (Arrowie Basin), Mesozoikum (Eromanga Cekungan) dan sedimen Kenozoikum (Callabonna Subbasin). Pengukuran yang relatif dekat. Salah satu manfaat dari pemodelan 3D ini adalah kemampuan untuk memvisualisasikan banyak dataset secara bersamaan dan, dalam kasus cekungan sedimen Curnamona 3D mempunyai model seperti baskom, didapatkan ketebalan, sifat dan tingkat tutupan sedimen. Proses pembuatan model 3D membutuhkan penilaian kritis volume besar data dan menyelesaikan konflik yang tidak mudah diidentifikasi dalam ruang 2D. Ini mendorong dan memfasilitasi pembangunan dari interpretasi geologi yang terbaik cocok untuk semua dataset. Model ini memiliki aplikasi untuk eksplorasi sejumlah komoditas, termasuk target dalam serta di bawah penutup sedimen. Model 3D semacam ini bermanfaat dalam tahap awal eksplorasi, untuk menilai prospektifitas dan menghasilkan skala besar konsep. Dengan uranium yang ditunjukkan potensi Provinsi Curnamona dan penutup sedimen, masih ada ruang lingkup yang cukup untuk menerapkan yang

baru model dan konsep eksplorasi untuk wilayah ini. Model Curnamona 3D dapat digunakan untuk menyorot area untuk eksplorasi lebih lagi, tetapi saat ini masih kurang untuk dieksplorasi.

H. A. Williams dan P. G. Betts melakukan penelitian dengan judul “*Imaging links between lithospheric architecture and surface geology in the Proterozoic Curnamona Province, Australia.*” Dalam penelitian ini, analisis medan potensial (magnetik dan gravitasi) adalah metode yang efektif untuk menyelidiki arsitektur skala lempeng dan menyediakan cara menghubungkan skala benua melalui kumpulan data geofisika (mis., tomografi seismik) dengan studi geologi dan geofisika yang terperinci. Pada penelitian ini, digambarkan struktur kerak dalam dari Provinsi Curnamona Proterozoikum, Australia, dalam set data aeromagnetik dan gravitasi dan membangun hubungan spasial dan temporal antara struktur dalam dan dekat fitur geologi permukaan dengan melapiskan vertikal pertama tanggapan turunan pada gambar lanjutan ke atas. Ke atas melanjutkan gravitasi dan data aeromagnetik menunjukkan NW-SE, NE-SW, E-W, dan N-S berorientasi dengan panjang gelombang diskontinuitas dan batas-batas ke anomali, didapatkan interpretasi sebagai struktur yang mendalam. Struktur-struktur ini mendahului peristiwa tektonik tertua yang diketahui yang dicatat dalam batuan singkapan dan tampaknya telah berumur panjang, dengan demikian mempengaruhi sejarah tektonik propinsi. Misalnya, *outcropping* zona geser Cambrian, terbukti dalam turunan vertikal data, tampaknya memiliki nukleasi dari segmen yang dipindahkan dari posisi sedalam-dalamnya yang terus menerus struktur asal Proterozoikum yang telah dicitrakan dalam data lanjutan ke atas. Gradien panjang gelombang mendefinisikan struktur E – W dan NW – SE dalam lanjutan ke atas data aeromagnetik berpotongan di bawah provinsi berapi Benagerie yang dominan felsic di provinsi tengah dan bertepatan dengan anomali gravitasi negatif yang besar diinterpretasikan sebagai batuan beku felsic yang sejajar dengan tumpukan vulkanik. Implikasi tektonik ini Studi meliputi (1) struktur yang berada di Provinsi Curnamona telah mempunyai sejarah yang menaarik; (2) struktur ini tampaknya telah mengendalikan lokasi dan distribusi zona geser yang lebih muda, aktivitas beku, dan kemungkinan cekungan di kerak atas; (3) bidang geofisika cenderung telah berevolusi dan diperbanyak selama adanya dinamika siklus tektonik dan karenanya mencatat evolusi yang berlarut-larut dari provinsi ini secara geologis.

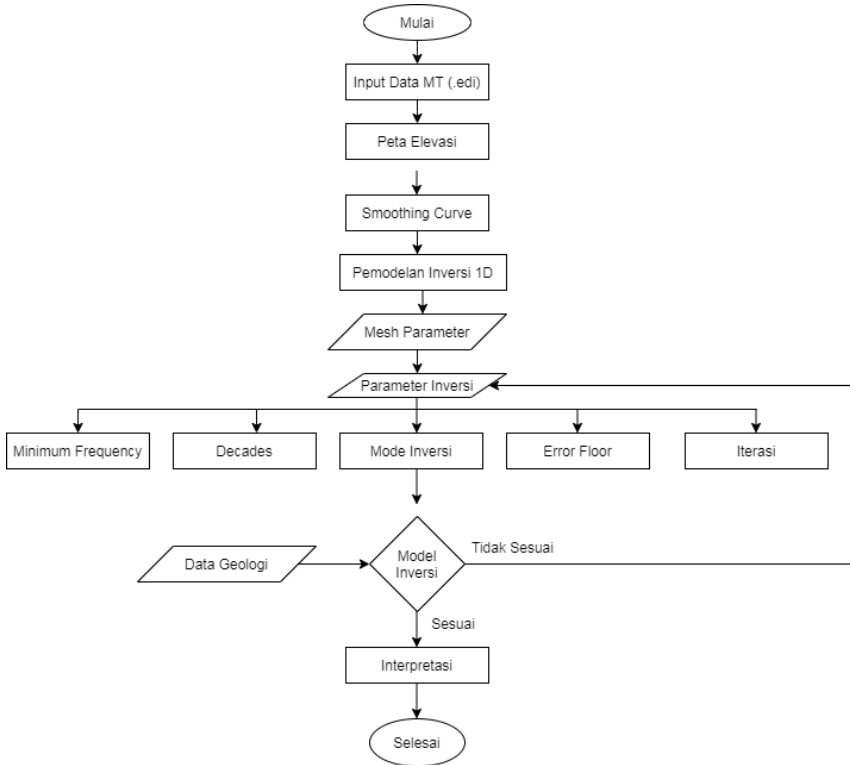
Dari penelitian Fabris dan Gauthas mengenai pemodelan 3D Curnamona dengan menggunakan stratigrafi mengambil data dari lubang bor mendapatkan aspek geologi, sehingga dapat membantu untuk eksplorasi metode magnetotelurik pada daerah tersebut, yang mana tujuan dari metode

magnetotelurik ini adalah untuk mengetahui hal spesifik yang belum didapatkan dari penelitian Fabris dan Gauthas, yaitu menganalisis sistem panas bumi daerah Curnamona. Sebelumnya telah dilakukan juga penelitian dari H. A. Williams dan P. G. dengan judul "*Imaging links between lithospheric architecture and surface geology in the Proterozoic Curnamona Province, Australia.*" Dalam penelitian ini, analisis medan potensial (magnetik dan gravitasi) adalah metode yang efektif untuk menyelidiki arsitektur skala lempeng dan menyediakan cara menghubungkan skala benua melalui kumpulan data geofisika (mis., tomografi seismik) dengan studi geologi dan geofisika yang terperinci. Pada penelitian ini, digambarkan struktur kerak dalam dari Provinsi Curnamona Proterozoikum, Australia, dalam set data aeromagnetik dan gravitasi dan membangun hubungan spasial dan temporal antara struktur dalam dan dekat fitur geologi permukaan dengan melapiskan vertikal pertama tanggapan turunan pada gambar lanjutan ke atas. Terdapat perbedaan dengan penelitian dengan metode magnetotelurik, yang mana tujuan dari penelitian yang dilakukan H.A Williams dan P.G. adalah untuk menyelidiki arsitektur skala lempeng, sehingga dapat membantu penelitian pada metode magnetotelurik secara aspek geologi.

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Diagram Alur Penelitian

Pengolahan data magnetotelurik yang dilakukan pada pada penelitian ini meliputi beberapa tahap, berikut diagram alir penelitian tahapan pengolahan data yang akan dilakukan :



Gambar 3. 1 Diagram Alur Penelitian

3.2 Tahap Pendahuluan

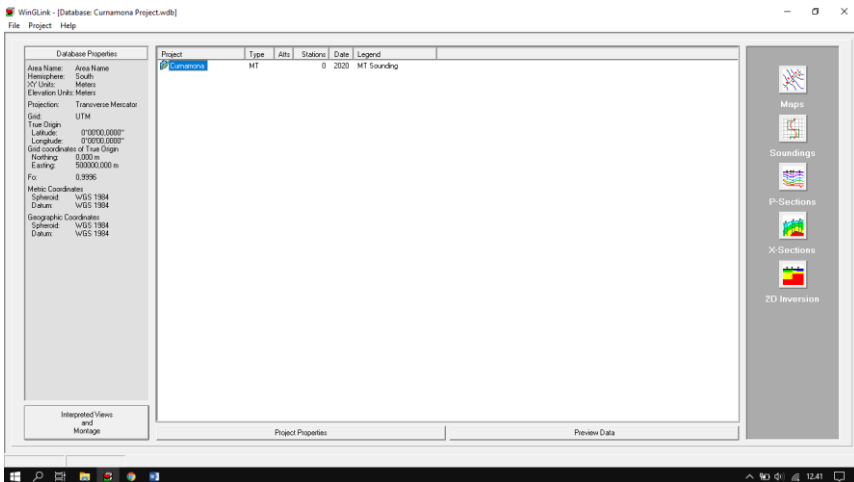
Tahap pendahuluan ini meliputi studi literatur untuk membantu penulis dalam memfokuskan permasalahan yang ingin dipecahkan dengan menggunakan metode yang telah dipilih sehingga menghasilkan kesimpulan yang dapat dipertanggungjawabkan. Selanjutnya penulis akan menyiapkan data mulai dari

mendownload data open source yang disediakan dari <http://ds.iris.edu/spud/emtf>. Data yang digunakan merupakan data magnetotelurik daerah “Alpha”. Setelah data tersedia kemudian penulis akan menyeleksi data yang sama untuk optimalisasi pada saat proses pengolahan data.

3.3 Tahap Pengolahan Data

Tahap ini meliputi pengolahan data magnetotelurik menggunakan pemodelan inversi 2D dengan algoritma NLCG. Pengolahan yang dikerjakan meliputi, input mesh parameter (max depth, min depth, jumlah titik, jumlah layers, incremental factor), kemudian melakukan *quality control* dan *editing* data (*edit* kurva TE dan TM untuk mendapatkan gradien kurva yang lebih *smooth*), selanjutnya dilakukan static shift correction, setelah memperoleh kurva yang smooth, maka perlu dilakukan input parameter inversi (algoritma, iterasi, RMS error) untuk dilakukan proses inversi. Hasil inversi data magnetotelurik tersebut nantinya akan menghasilkan model inversi yang menggambarkan distribusi resistivitas bawah permukaan daerah penelitian. Model tersebut kemudian gabungkan dengan data geologi untuk dilakukan analisis.

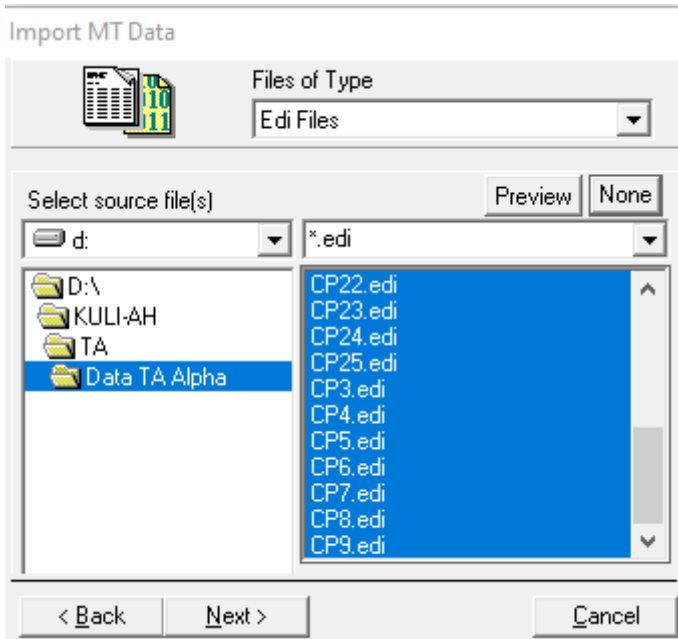
Pada penelitian ini data yang digunakan sudah dalam format *edi, dimana data tersebut sudah melalui pre-processing yang meliputi Inspeksi Data *Time Series*, *Fast Fourier Transform*, *Robust Processing*, dan *Cross Power Selection*. *Static shift correction* pada data ini sudah dilakukan dengan menggunakan metode filter spasial seperti yang telah dijelaskan pada subbab 2.1.3.9.



Gambar 3. 2 Tampilan Awal Software

3.3.1 Input Data

Proses *input* data pada *software* terlebih dahulu dilakukan pembuatan *project*. Kemudian *import* data yang sudah berformat .edi kedalam *project* yang telah dibuat. Pada penelitian ini jumlah data yang di-*import* berjumlah 25 data. Data tersebut sesuai dengan jumlah titik pengukuran yang akan dilakukan pengolahan tahap lanjut.

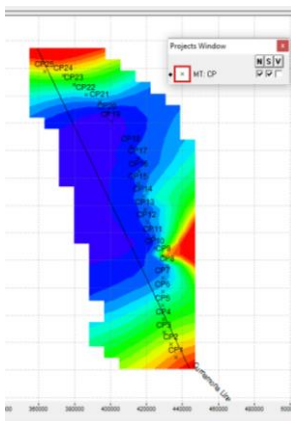


Gambar 3. 3 Import Data .edi Pada Software

3.3.2 Peta Elevasi

Sebelum melakukan *smoothing* tahap lanjut, data .EDI yang telah di *import* ke *project* dilakukan *ploting* koordinat pada peta. Setelah dilakukan *ploting* koordinat, akan dihasilkan peta elevasi wilayah pengukuran. Kemudian dilakukan *profiling* pada peta sesuai titik pengukuran. Proses ini berguna sebagai menentukan wilayah yang akan dilakukan permodelan. Peta elevasi tersebut

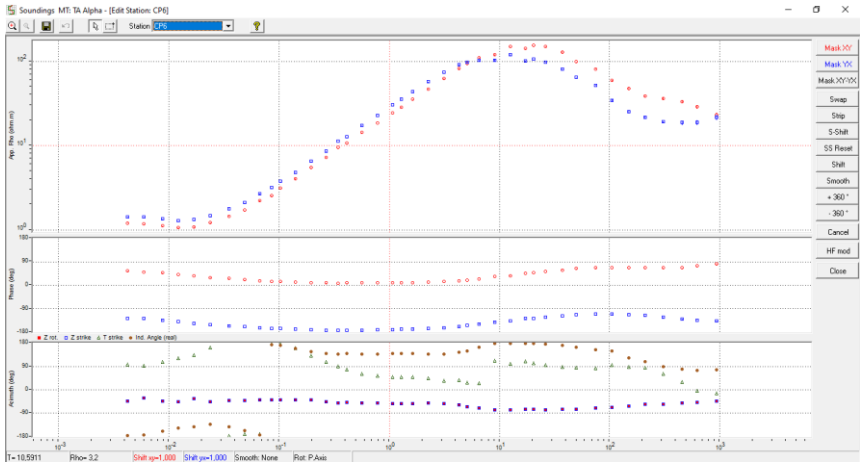
menggambarkan desain akuisisi dari data yang akan diolah, peta elevasi untuk penelitian ini dapat dilihat pada gambar 3.4.



Gambar 3. 4 Peta Elevasi Daerah Penelitian

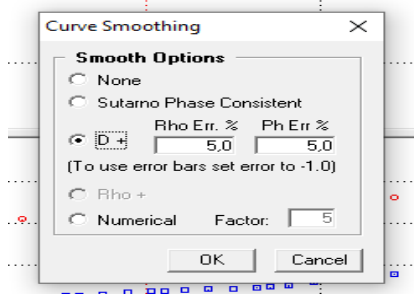
3.3.3 Smoothing Curve

Setelah dibuat peta elevasi, dilanjutkan ke proses *smoothing* data pada menu *sounding*. Parameter yang digunakan dalam proses *smoothing* tersebut terdapat tiga pilihan yang meliputi *smoothing* D+, Sutarno, dan Numerical. Data sebelum dilakukan *smoothing* ditunjukkan pada gambar 3.5. Setelah memperoleh trend kurva, kemudian dilakukan shifting untuk memperoleh kurva yang lebih smooth dan sesuai dengan trend.

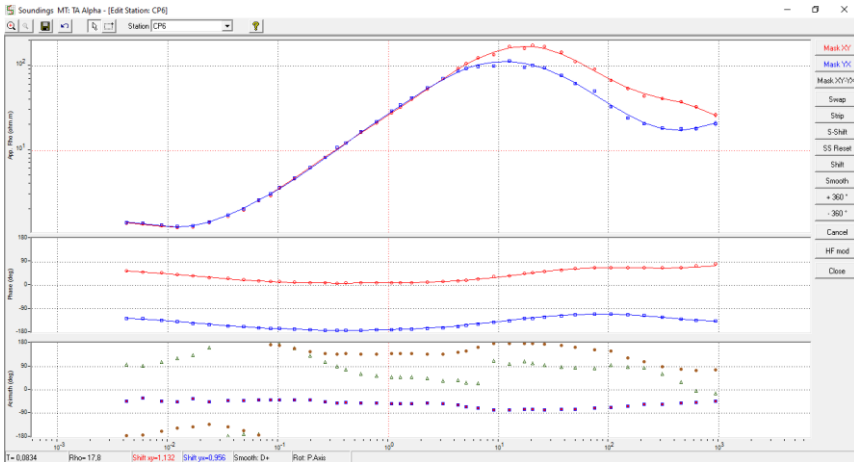


Gambar 3. 5 Gambar Kurva TE (Merah) dan TM (Biru) Sebelum Smoothing

Pada penelitian ini, parameter pada proses *smoothing* yang digunakan adalah *Smoothing D+*. *Smoothing D+* merupakan proses penghalusan kurva data magnetotelurik berdasarkan pola kurva *rho apparent* terhadap pola kurva derajat fase magnetotelurik. Pada proses ini, parameter yang dilibatkan adalah *error bar* sebagai dasar dalam proses penghalusan pola kurva, semakin besar *error barnya* maka hasil *smoothingnya* akan menghasilkan kurva *smoothing* yang semakin menjauhi dari pola kurva data observasi. Sebab pada dasarnya, D+ dapat menduga bentuk kurva tersebut dengan mempertimbangkan efek *error barnya* pada kurva *rho apparent* dan derajat fase. Setelah proses *smoothing*, dibuat kurva *smoothing* dari kurva hasil *editing* dengan berbagai metode.



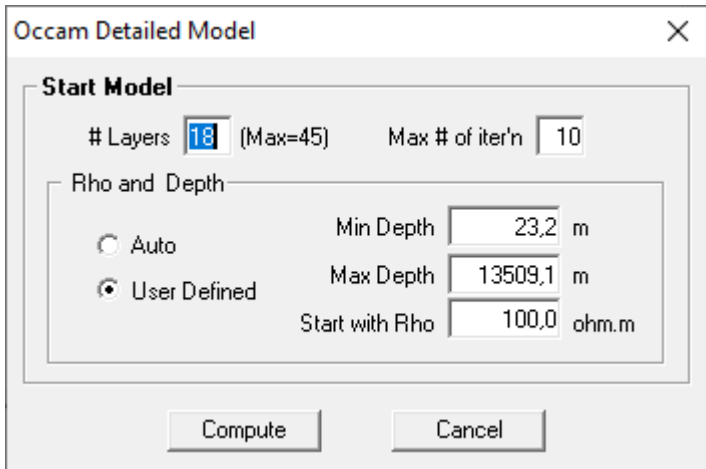
Gambar 3. 6 Setting Parameter Smoothing



Gambar 3. 7 Kurva TE (merah) dan TM (biru) Setelah Smoothing dan Static Shift Correction.

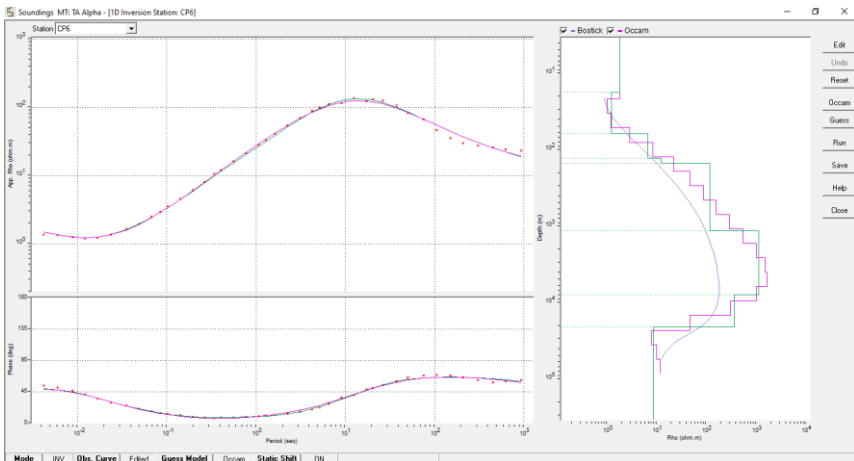
3.3.4 Pemodelan Inversi 1D

Proses selanjutnya yaitu membuat model 1-D. Pada perangkat lunak *WinGLink*, pemodelan 1D dapat dilakukan dengan metode *Occam*. Pemodelan 1-D dapat dibuat berdasarkan kurva hasil *editing* atau *smoothing*. Penelitian pada tugas akhir ini, digunakan kurva *smoothing* untuk pemodelan 1-D kurva yang digunakan untuk pemodelan dapat ditentukan menggunakan kurva TE, TM atau *Invariant*. Kurva *invariant* adalah kurva yang dihasilkan dari nilai tengah kurva TE dan TM. Parameter pemodelan inversi *Occam* 1-D dapat dilihat pada gambar 3.7. Parameter inversi *Occam* terdiri dari jumlah lapisan, iterasi, *start resistivity*, dan kedalaman. Jumlah lapisan ditentukan secara default oleh perangkat lunak *WinGLink*. Perangkat lunak *WinGLink* dapat menentukan lapisan sesuai dengan kondisi kurva.



Gambar 3. 8 Setting Parameter Pemodelan Occam-1D.

Semakin banyak kenaikan dan penurunan nilai resistivitas pada kurva, maka lapisan yang akan ditentukan oleh perangkat lunak *WinGLink* akan semakin banyak. Iterasi ditentukan secara *default* oleh perangkat lunak *WinGLink* dengan maksimal iterasi yaitu 10. Penentuan kedalaman dapat dilakukan dengan mode *automatic*. Perangkat lunak *WinGLink* juga dapat menentukan kedalaman awal dan akhir yang sesuai dengan perhitungan dengan rumus skin depth tetapi *start resistivity* juga ditentukan *automatic* sehingga tidak dapat diubah. Pada penelitian ini, penentuan kedalaman dan *start resistivity* dilakukan secara *automatic*.



Gambar 3. 9 Hasil Pemodelan Occam-1D.

Setelah didapatkan hasil pemodelan *Occam* pada gambar 3.9, selanjutnya dilakukan penentuan nilai resistivitas dan kedalaman yang representatif dengan kurva observasi. Penentuan ini bertujuan untuk memeriksa kembali hasil inversi *Occam* 1-D dengan melihat nilai kedalaman dan resistivitas yang representatif dengan kurva observasi. Nilai resistivitas terhadap kedalaman dapat dilihat pada gambar 3.10.

#	Fixed	Resistivity	Fixed	Thickness
1	<input type="checkbox"/>	1,80	<input type="checkbox"/>	78,68
2	<input type="checkbox"/>	74,15	<input type="checkbox"/>	402,97
3	<input type="checkbox"/>	79,06	<input type="checkbox"/>	6813,88
4	<input type="checkbox"/>	3,96		

Inversion Parameters

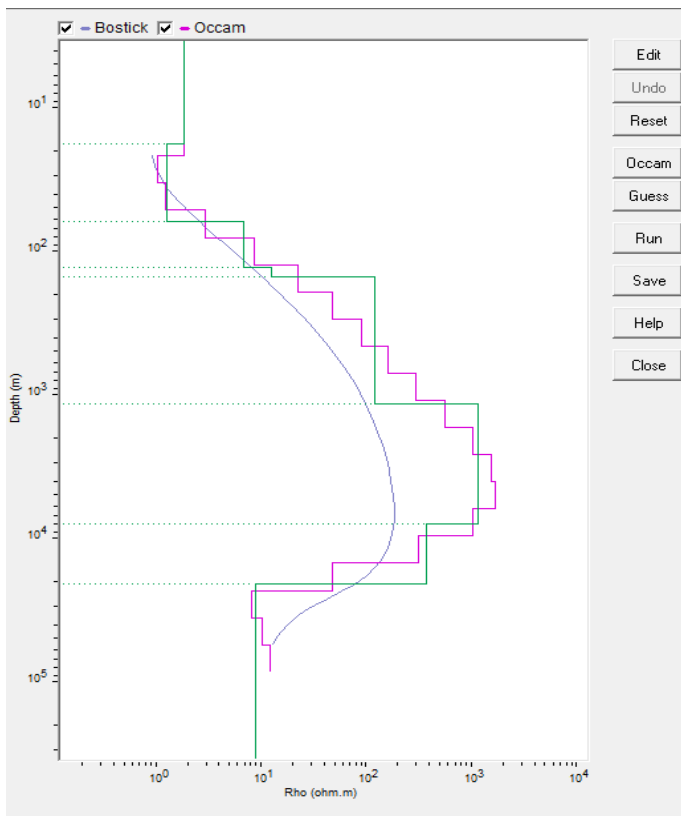
Amplitude + Phase Amplitude Only

Max R.M.S. [%] 5,0

Max # of iterations 10

Gambar 3. 10 Penentuan Nilai Resistivitas dan Kedalaman Pemodelan 1-D.

Pada perangkat lunak *WinGLink*, pemodelan 1-D metode *Occam* memiliki kelemahan pada penentuan model frekuensi rendah. Hasil pemodelan inversi *Occam* cenderung mengalami penurunan resistivitas pada frekuensi rendah bagian akhir. Pada kasus tersebut, solusi yang dapat dilakukan adalah dengan melakukan penetapan hasil pemodelan berdasarkan kedalaman.

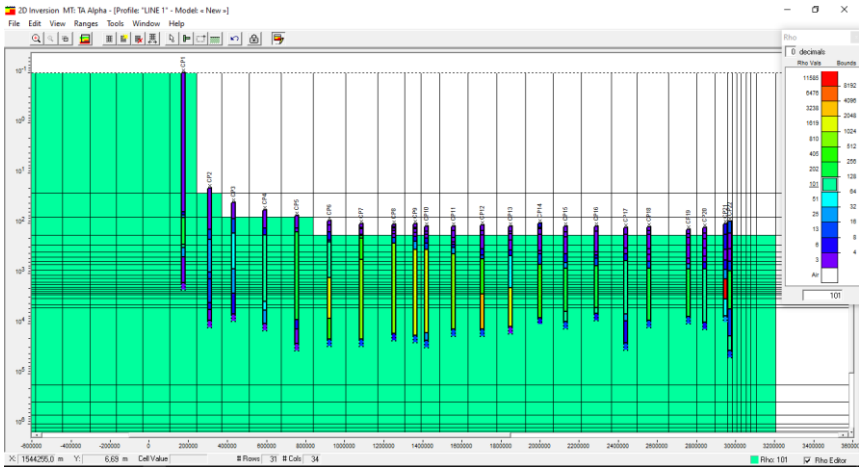


Gambar 3. 11 Hasil Akhir Pemodelan Inversi 1-D Metode Occam.

3.3.5 Mesh parameter

Pada tahap pengaturan mesh parameter dilakukan penentuan baris (row) dan kolom (column) blok serta *depth* sebagai model awal untuk dilakukan inversi. Baris dan kolom disesuaikan dengan jumlah titik dan panjang lintasan

pengukuran. Depth ditentukan berdasarkan kedalaman yang ingin dilakukan interpretasi.



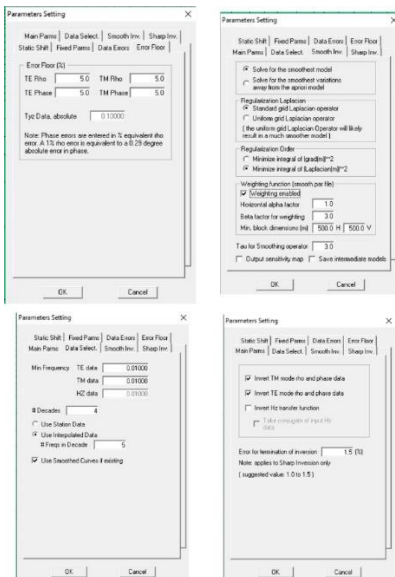
Gambar 3. 12 Pengaturan Mesh Parameter

3.3.6 Parameter Inversi

Parameter inversi yang diatur disini yaitu menentukan nilai resistivitas minimum dan maksimum. Nilai resistivitas minimum ditetapkan berdasarkan nilai resistivitas paling rendah pada setiap kurva, begitu juga dengan nilai maksimum. Nilai resistivitas minimum berada pada $7 \Omega\text{m}$ dan nilai resistivitas maksimum berada pada $300 \Omega\text{m}$. *Data error* adalah toleransi *error* pada data hasil dari proses inversi. *Error floor* adalah toleransi *error* pada proses inversi yang ditentukan, sehingga apabila proses inversi melebihi batas *error floor* yang ditentukan maka proses inversi akan berhenti secara otomatis. Nilai *data error* dan *error floor* ditentukan dengan nilai 5% untuk *rho*, dan 10% untuk *phase*. Nilai tersebut adalah nilai ideal berdasarkan *manual book* dari *WinGLink*.

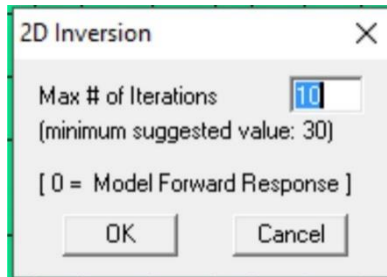
Pada penelitian ini, *mode* inversi yang digunakan adalah *mode* TE-TM. *Mode* TE-TM sendiri adalah *mode* inversi dimana hasil pemodelannya berdasarkan dari kedua kurva yaitu kurva TE dan TM. Hasil pemodelan menggunakan *mode* TE-TM ini merupakan hasil inversi yang lebih kompleks dibandingkan dengan menggunakan salah satu *mode* yaitu TE atau TM saja. *Mode* TE-TM juga mempertimbangkan kualitas masing-masing dari kurva untuk mengidentifikasi bawah permukaan serta memenuhi sifat gelombang elektromagnetik dari pengolahan data magnetotelurik.

mode inversi, minimum resistivity, decades, error floor, dan jumlah iterasi. Mode inversi yang digunakan yaitu *smooth inversion* karena pada mode tersebut menggunakan algoritma NLCG. Pada mode tersebut juga terdapat faktor tau yang merupakan parameter regularisasi untuk mengontrol kesesuaian data terhadap bentuk model.



Gambar 3. 13 Window Pengaturan Parameter Inversi

Setelah mengatur parameter inversi yang ditentukan, maka dapat dilakukan proses inversi dengan terlebih dahulu diatur jumlah iterasi yang diperlukan. Selanjutnya running inversi 2D sesuai dengan jumlah iterasi yang telah ditentukan. Hasil running merupakan penampang 2D resistivitas pada *line* pengukuran.



Gambar 3. 14 Window Input Nilai Iterasi

Gambar 3.14 adalah window untuk menentukan jumlah iterasi yang akan digunakan, dimana jumlah iterasi minimum yang dianjurkan adalah sebanyak 30 dengan iterasi 0 merupakan model hasil forward.

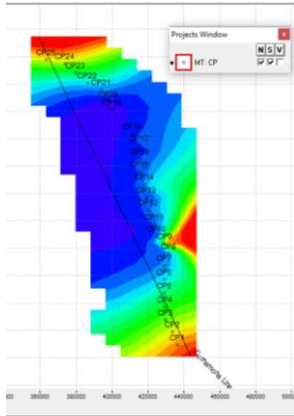
3.4 Tahap Analisis Data dan Pembuatan Laporan

Tahap ini meliputi proses analisis distribusi resistivitas bawah permukaan hasil inversi 2D data magnetotelurik daerah penelitian yang digabungkan dengan data geologi daerah penelitian. Berdasarkan hasil analisis tersebut apabila model inversi yang diperoleh sesuai dengan data geologi, kemudian akan dibuat model konseptualnya. Selanjutnya akan dibuat laporan penelitian untuk mempertanggungjawabkan hasil penelitian yang telah dilakukan.

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Hasil

4.1.1 Peta Elevasi



Gambar 4. 1 Peta Elevasi Daerah Penelitian

Peta elevasi ini digunakan untuk menentukan *line* pengukuran dan menentukan data yang terdapat pada masing-masing *line* pengukuran agar dapat dilakukan pemodelan inversi 2D pada semua stasiun pada 1 *line*. Berikut ini ada peta elevasi daerah penelitian. Pada peta elevasi tersebut, nilai elevasi tertinggi di daerah penelitian adalah 137m, yaitu pada titik CP 1. Penentuan *line* yang dilakukan diperoleh 1 *line* dengan jumlah total data yaitu 25 data.

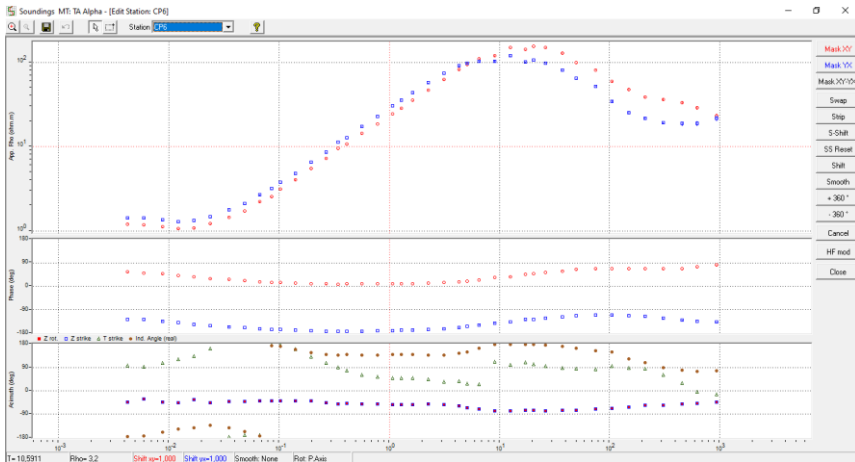
4.1.2 Analisis Metode

Pada penelitian ini metode inversi yang digunakan adalah metode *non linear conjugate gradient*, namun sebelum melakukan inversi perlu dilakukan proses awal agar data yang akan diinversi dapat menghasilkan model inversi yang optimal. Proses yang perlu dilakukan diantaranya sebagai berikut.

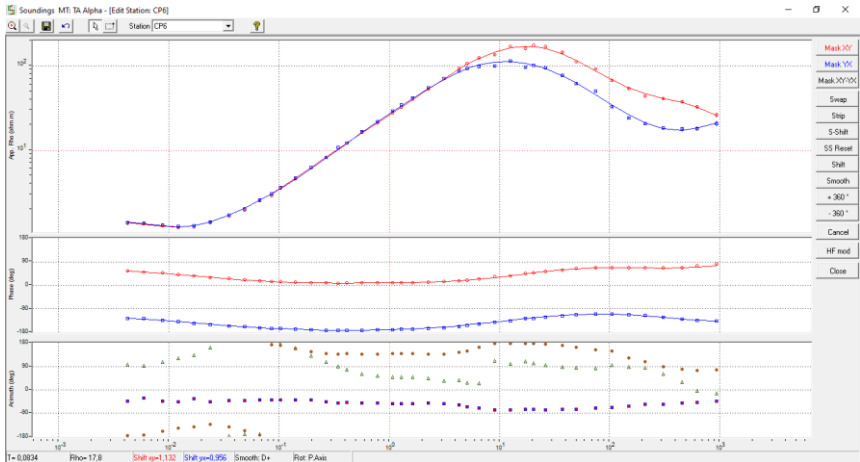
4.1.2.1 Smoothing Curve

Proses *smoothing* dapat dilakukan dengan dengan tiga cara yaitu dengan metode *smoothing* D+, Sutarno, dan Numerical. Metode *smoothing* D+ merupakan metode *smoothing* kurva yang berdasarkan pada *trend* kurva resistivitas semu terhadap kurva fase. Metode *smoothing* Sutarno merupakan metode *smoothing* kurva yang berdasarkan bada *trend* kurva fase. Metode *smoothing* numerical merupakan metode *smoothing* kurva yang menggunakan

pendekatan secara numeric berupa persamaan polinomial dengan nilai faktor tertentu tergantung jumlah data pada masing-masing titik pengukuran. Pada penelitian ini, parameter pada proses *smoothing* yang digunakan adalah *Smoothing D+*. *Smoothing D+* merupakan proses penghalusan kurva data magnetotelurik berdasarkan pola kurva *rho apparent* terhadap pola kurva derajat fase magnetotelurik. Pada proses ini, parameter yang dilibatkan adalah *error bar* sebagai dasar dalam proses penghalusan pola kurva, semakin besar *error barnya* maka hasil *smoothingnya* akan menghasilkan kurva *smoothing* yang semakin menjauhi dari pola kurva data observasi. Sebab pada dasarnya, D+ dapat menduga bentuk kurva tersebut dengan mempertimbangkan efek *error barnya* pada kurva *rho apparent* dan derajat fase. Setelah proses *smoothing*, dibuat kurva *smoothing* dari kurva hasil *editing* dengan berbagai metode.



Gambar 4. 2 Kurva Titik CP6 Sebelum Smoothing



Gambar 4. 3 Kurva Titik CP 6 Setelah Smoothing dan Static Shift Correction.

Berdasarkan gambar 4.2 dan 4.3, dapat dilihat perbedaan kurva sebelum dan setelah dilakukan *smoothing*, dimana setelah dilakukan *smoothing* kurva lebih mengikuti trendnya. Berdasarkan kurva hasil *smoothing* juga dapat dilihat bahwa semakin dalam nilai resistivitas yang diperoleh juga semakin tinggi, namun untuk interpretasi yang lebih baik perlu dilakukannya proses inversi 2D.

4.1.2.2 Mesh Parameter

Mesh parameter merupakan salah satu faktor yang penting dalam proses inversi. Penentuan *mesh* parameter akan menentukan bentuk dan persebaran resistivitas pada model hasil inversi yang dilakukan. *Mesh* parameter meliputi jumlah blok secara vertikal dan horizontal, dalam hal ini merupakan pengaruh dari jumlah baris dan kolom, serta kedalaman yang diinginkan untuk dilakukan inversi. Berikut ini adalah data *mesh* parameter yang digunakan pada penelitian ini.

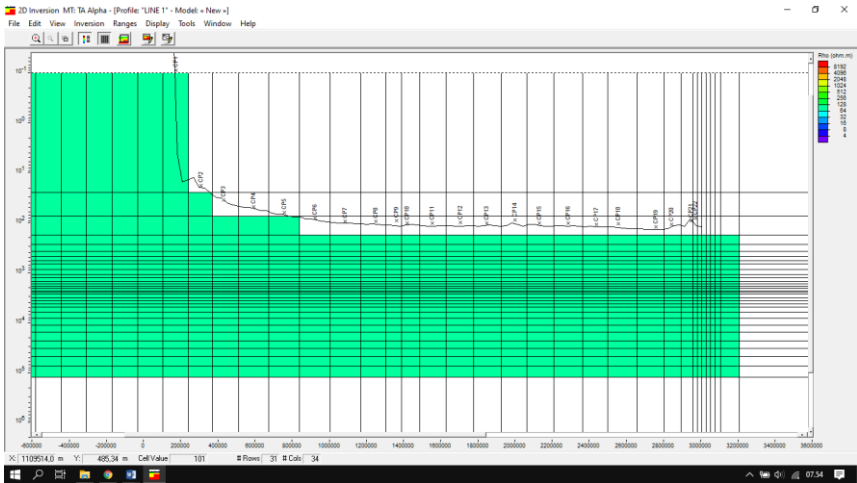
Tabel 4. 1 Tabel mesh parameter penelitian

Tabel *mesh* parameter penelitian

Parameter	Line 1
Kedalaman	5000m
Baris	31
Kolom	37

Tabel 4.1 merupakan tabel *mesh* parameter yang digunakan dalam penelitian ini, dimana dalam penelitian ini kedalaman dan jumlah baris yang digunakan sama sedangkan jumlah kolom yang digunakan berbeda tergantung pada panjang lintasan pengukuran.

Setelah menentukan mesh parameter maka perlu dilakukan *forward* model sebagai model awal untuk dilakukan inversi. *Forward* model ini menggunakan asumsi bahwa bawah permukaan bumi merupakan komponen homogen sehingga *forward* model sebagai model awal yang diperoleh memiliki nilai resistivitas yang sama.



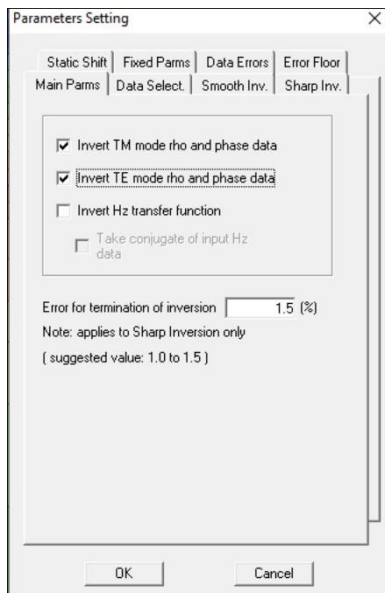
Gambar 4. 4 Forward Modelling Pada Line 1

Gambar 4.4 merupakan forward model pada line 1 dengan nilai resistivitas awal sebesar $100 \Omega\text{m}$. Asumsi bahwa lapisan bumi menyerap gelombang elektromagnetik menjadi dasar penentuan nilai resistivitas awal model. Gelombang elektromagnetik akan mengalami atenuasi yang lebih besar pada lapisan yang konduktif dan menyebabkan terhambatnya penjalaran gelombang ke lapisan yang lebih dalam, sehingga semakin rendah nilai resistivitas model awal yang diberikan maka model inversi yang diperoleh akan semakin interpretatif namun kedalaman yang diperoleh akan berkurang begitu pula sebaliknya. Semakin tinggi nilai resistivitas pada model awal maka model inversi

yang diperoleh akan memiliki ambiguitas yang lebih tinggi namun memiliki kedalaman yang lebih dalam.

4.1.2.3 Parameter Inversi

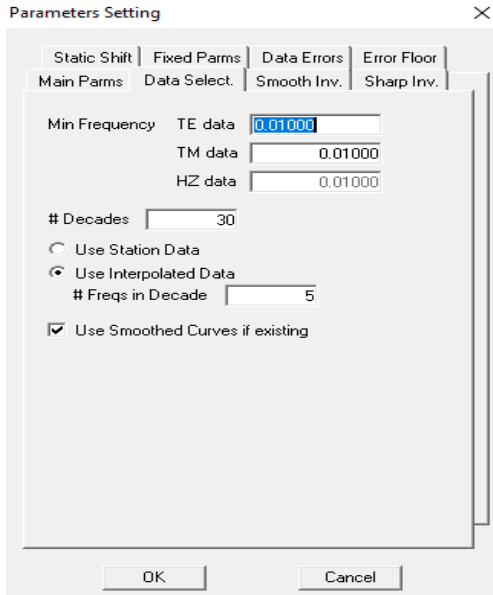
Parameter inversi merupakan komponen utama dalam menentukan model inversi yang akan dihasilkan dari proses inversi. Terdapat beberapa parameter yang perlu diatur agar menghasilkan model inversi yang optimal.



Gambar 4. 5 Parameter mode TE dan TM

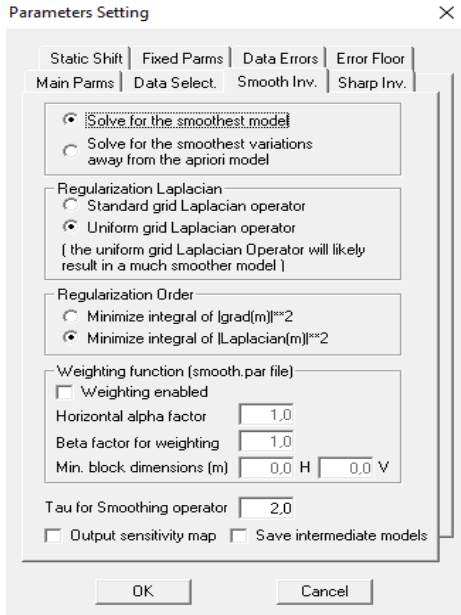
Parameter yang pertama adalah mode kurva yang akan dilakukan inversi. Pada penelitian ini inversi yang dilakukan menggunakan mode TE dan mode TM atau bisa disebut juga mode determinan. Jika menggunakan mode TE saja maka model inversi yang dihasilkan akan memiliki hasil yang lebih detail secara vertikal namun secara horizontal hasilnya kurang baik atau memiliki ambiguitas yang lebih tinggi. Sebaliknya jika menggunakan mode TM saja maka model inversi yang dihasilkan akan lebih detail ke arah horizontal, sedangkan secara vertikal memiliki ambiguitas yang lebih tinggi. Oleh karena itu pada penelitian ini menggunakan mode TE dan TM agar memperoleh model hasil inversi yang detail secara vertikal dan horizontal.

Pengaturan selanjutnya merupakan pengaturan nilai frekuensi minimal dan *decade*. Nilai frekuensi minimal berguna untuk mendetailkan lapisan bawah pada model hasil inversi pada penelitian ini nilai frekuensi minimal yang digunakan adalah 0,01Hz dengan target kedalaman yaitu 5000 m. *Decade* berguna untuk mendetailkan lapisan atas pada model hasil inversi, pada penelitian ini nilai decade yang digunakan yaitu 30.

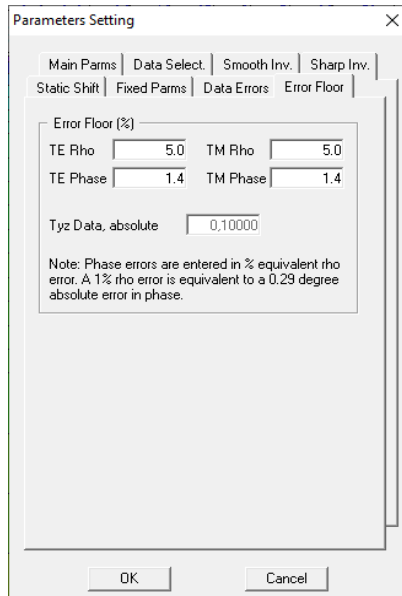


Gambar 4. 6 Parameter Frekuensi dan Decades

Pada penelitian ini algoritma yang digunakan adalah algoritma *non linear conjugate gradient* (NLCG). Algoritma ini mencoba meminimalisasi fungsi objektif dari *misfit* data dengan bentuk model untuk memperoleh hasil yang optimal. Parameter pengontrol hasil dari algoritma ini adalah parameter regularisasi *tau*. Semakin besar nilai *tau* yang digunakan maka model yang dihasilkan akan semakin *smooth* namun memiliki akurasi kecocokan dengan data yang lebih rendah. Pada penelitian ini nilai *tau* yang digunakan adalah 2, hal ini dilakukan agar model yang diperoleh sesuai dengan data yang ada.



Gambar 4. 7 Parameter Smooth Inversion



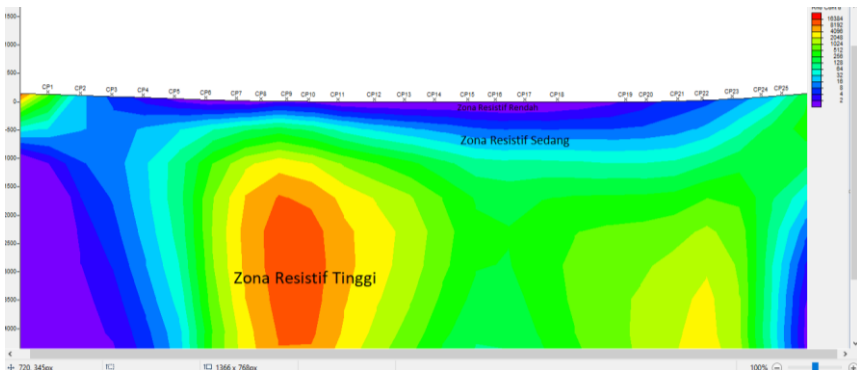
Gambar 4. 8 Parameter Error Floor

Parameter *error floor* merupakan parameter untuk mengatur batas nilai *error* yang akan dihasilkan. Error floor untuk fase harus dimasukkan dalam nilai yang sebanding dengan persentase ρ , dimana 1% dalam ρ sama dengan 0,29 derajat fase. Pada penelitian ini *error floor* untuk ρ TE dan TM adalah 5%, sedangkan *error floor* untuk fase TE dan TM adalah 1,4%.

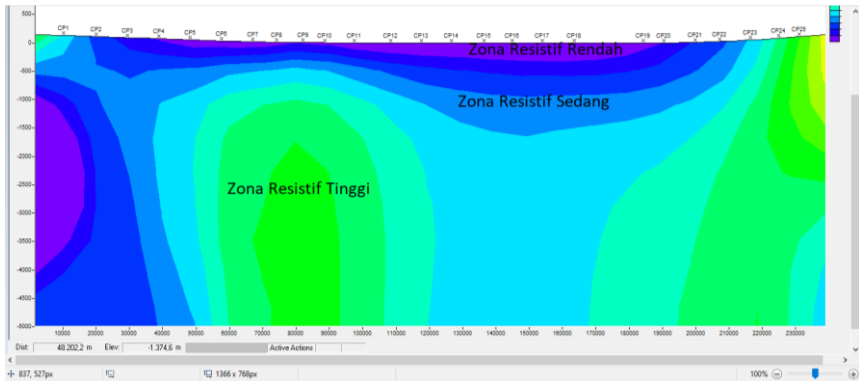
4.1.3 Hasil Pemodelan Inversi

4.1.3.1 Inversi 1D

Berdasarkan hasil inversi 1-D lintasan 1 pada gambar 4.9 dan 4.10, terdapat tiga zona resistivitas yaitu zona resistivitas rendah, sedang, dan tinggi.



Gambar 4. 9 Hasil Pemodelan Inversi Occam Smooth kiri (selatan), kanan (utara)

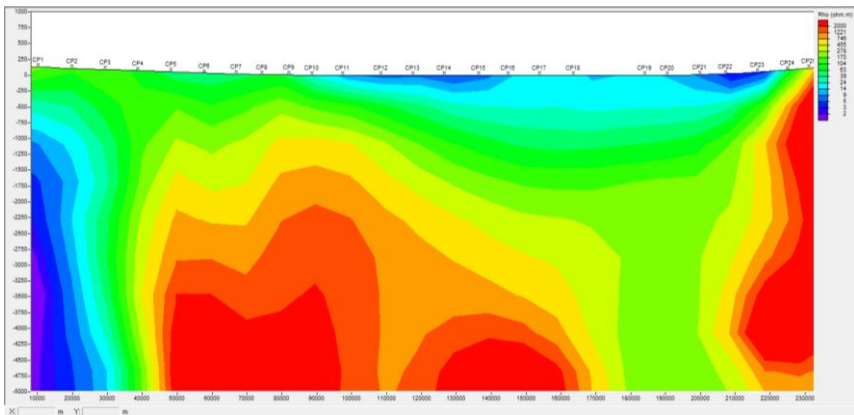


Gambar 4. 10 Hasil Pemodelan Inversi Bostick Smooth kiri (selatan), kanan (utara)

Zona resistivitas rendah dengan rentang nilai resistivitas sebesar 1-8 Ωm memiliki ketebalan mencapai 500 meter yang semakin menebal ke arah utara dan panjang sekitar 21 kilo meter. Zona resistivitas sedang dengan rentang nilai resistivitas sebesar 24–64 Ωm memiliki ketebalan mencapai 800 meter yang semakin menebal ke arah utara dan panjang sekitar 21 kilo meter. Zona resistivitas tinggi dengan rentang nilai resistivitas sebesar 70–4096 Ωm memiliki ketebalan mencapai 4500 meter yang semakin menebal ke arah utara dan panjang sekitar 20 kilo meter, kemudian dikorelasikan antara hasil model inversi 1-D dengan model yang telah dibuat.

4.1.3.2 Inversi 2D

Inversi 2D yang dilakukan menggunakan algoritma *non linear conjugate gradient* (NLCG) yang telah terdapat di dalam software. Dimana algoritma NLCG menggunakan minimalisasi fungsi objektif dari *misfit* data dengan bentuk model untuk memperoleh hasil yang optimal. Pada pemodelan inversi 2D ini hasil yang diperoleh berupa blok-blok nilai resistivitas bawah permukaan dengan ukuran yang berbeda-beda tergantung dari mesh parameter dan parameter inversi yang digunakan. Pemodelan yang dilakukan menggunakan iterasi sebanyak 50 kali pada lintasan dengan total lintasan terdapat 1 lintasan. Berikut ini adalah penampang resistivitas bawah permukaan lintasan dari hasil inversi yang telah dilakukan.



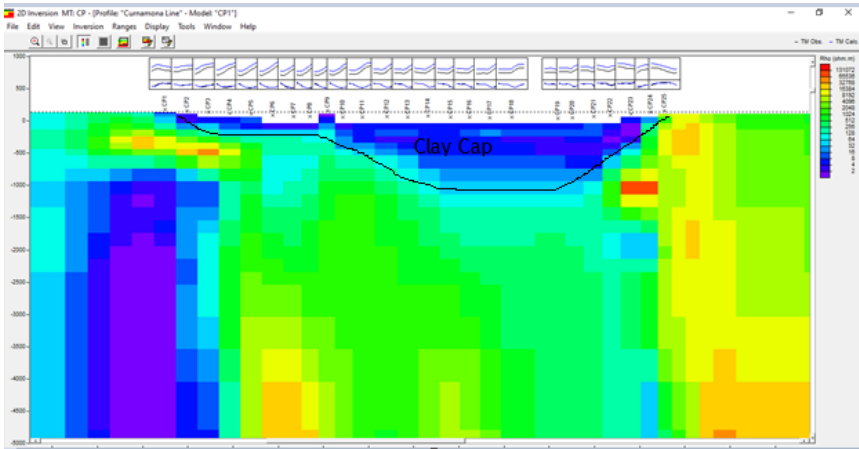
Gambar 4. 11 Hasil Penampang Resistivitas Line 1 kiri (selatan), kanan (utara)

Berdasarkan dari hasil pemodelan inversi 2D yang telah dilakukan, didapat nilai resistivitas sebesar 1-14 Ωm memiliki ketebalan mencapai 500 meter yang semakin menebal ke arah utara dan panjang sekitar 15 kilo meter. Didapat juga nilai resistivitas sebesar 24–170 Ωm memiliki ketebalan mencapai 800 meter yang semakin menebal ke arah utara dan panjang sekitar 21 kilo meter. Zona resistivitas tinggi dengan rentang nilai resistivitas sebesar 170–2000 Ωm memiliki ketebalan mencapai 4500 meter yang semakin menebal ke arah utara dan panjang sekitar 15 kilo meter. Nilai *rms error* yang diperoleh pada lintasan ini relatif rendah. Pada *line 1* nilai *rms error* yang diperoleh adalah 3,9801.

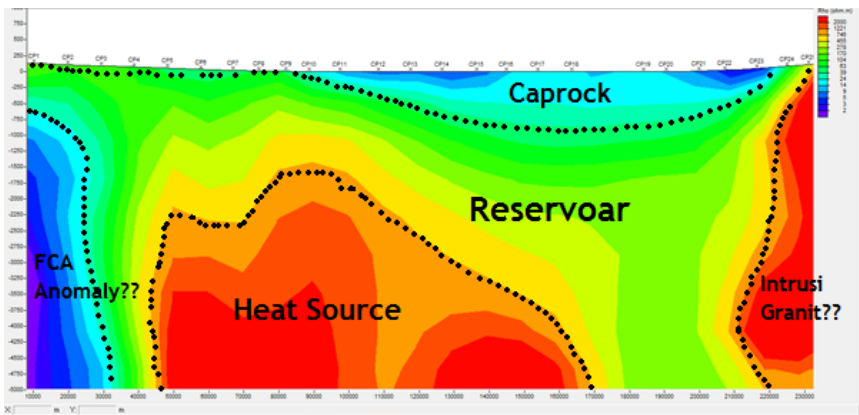
4.2 Pembahasan

Dari hasil inversi 1D *Bostick* dan *Occam*, dan juga hasil inversi 2D akan diintegrasikan dengan data geologi agar dapat diinterpretasikan. Berdasarkan data solid geologi, didapatkan beberapa keterangan legenda pada setiap titik penelitian. Pada titik pertama CP1 daerah yang terdapat batuan skistos, *albitic* dan *calcilicate metasediments*. Pada titik CP2 daerah yang terdapat batuan grafit lokal. Pada titik CP3 terdapat *marine silstone* dan batu pasir dan juga *limestone*. Untuk titik titik CP 4, CP 5, CP 7, dan CP 8 juga mempunyai karakteristik yang sama dengan CP3. Pada titik CP 6 didominasi oleh *marine shale*, *siltstone*, *sandstone*, dan juga *limestone*. Kemudian untuk titik CP9, CP10, CP CP11, CP 12, CP16 dan CP17 merupakan daerah yang terdapat *Felsic Volcanics* dari hasil *Benagerie Ridge*, terdapat juga batu pasir feldspar. Kemudian pada titik CP13, CP 14, CP 18, CP 19, CP 20 dan CP 21 terdapat *marine limestone*. Kemudian untuk titik CP22, CP23, CP24, dan CP25 adalah daerah yang terdapat batuan

granit. Kemudian jika ditinjau dari penampang geologi seperti yang sudah dibahas pada gambar 2.2, dapat dilihat bahwa penampang geologi pada ketinggian 0 hingga 50m adalah sisipan antara *Eyre Formation Sand* dan *Clay*. Sehingga berdasarkan data geologi ini, jika dikaitkan dari hasil pemodelan inversi memiliki kesesuaian yang mendukung untuk validasi interpretasi hasil.



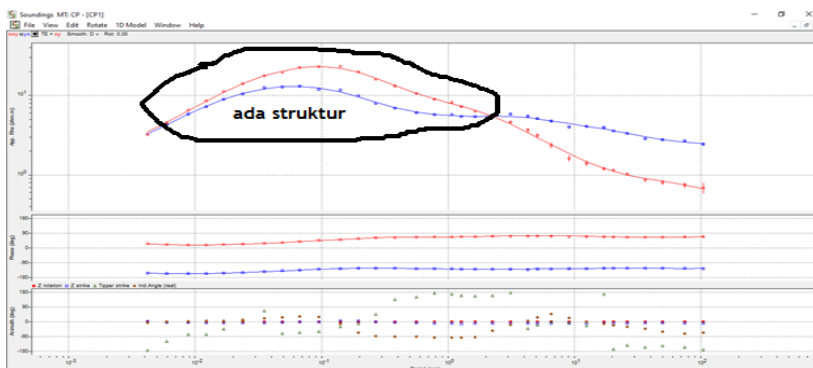
Gambar 4. 12 Kesesuaian Hasil Pemodelan Inversi Dengan Data Geologi



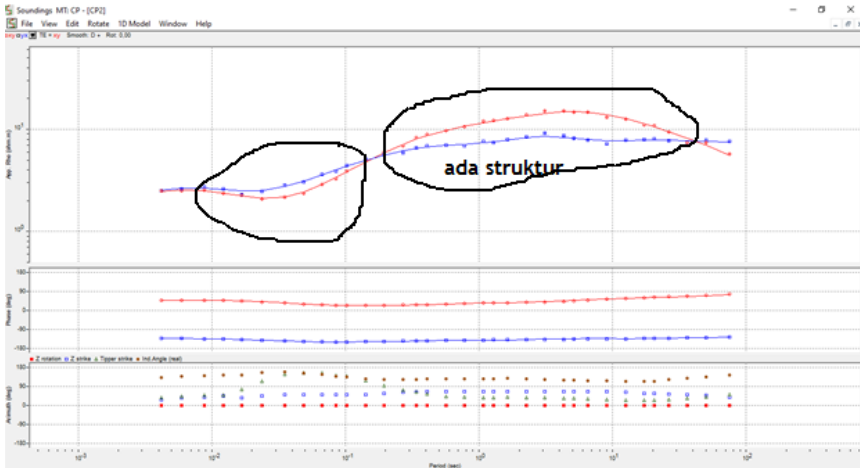
Gambar 4. 13 Interpretasi Sistem Panas Bumi Hasil Pemodelan Inversi 2D, kiri (selatan) kanan (utara)

Gambar 4.13 menampilkan model 2-D dalam bentuk kurva resistivitas sebagai fungsi kedalaman di setiap titik pengamatan pada lintasan *line 1*. Data

geologi digunakan untuk membuat korelasi lapisan antar titik pengamatan. Batas lapisan dengan resistivitas yang berbeda dari hasil pemodelan tidak selalu berkorelasi dengan batas formasi. Dari lintasan *line* 1 diperoleh beberapa satuan stratigrafi berdasarkan resistivitas sebagai berikut. Lapisan permukaan dengan resistivitas rendah adalah sedimen seperti *clay* dan sand seperti pada gambar 2.2 yaitu gambar penampang geologi regional provinsi Curnamona. Lapisan permukaan sebelah selatan yang menebal ke utara sekitar 21km mempunyai rentang nilai resistivitas 24-170 Ω m kemungkinan adalah batuan metasedimen seperti yang dijelaskan dibagian pembahasan yaitu pada titik CP1-8. Kemudian lapisan dengan resistivitas yang sangat tinggi pada bagian utaram jika ditinjau dari korelasi data solid geologi, seperti yang sudah tertulis dibagian pembahasan yaitu pada titik CP 25, terdapat batuan granit, sehingga dapat diindikasikan untuk lapisan yang mempunyai resistivitas di bagian utara adalah hasil dari intrusi granit itu sendiri. Dari gambar 4.15 sebelah selatan penelitian, yaitu pada titik CP1 dan 2 dihasilkan struktur yang masif, yang dapat diindikasikan *FCA* (*Flinder Conductivity Anomaly*). Terlihat jelas dibagian selatan dari lokasi penelitian ini yang terdapat pada kedalaman 500-4000m terdapat anomali distribusi resistivitas. Berdasarkan penelitan yang dilakukan oleh Kate Robertson dkk dengan judul “The Flinders Conductivity Anomal(ies) revisited using AusLAMP Magnetotelluric Data” menjelaskan bahwa fenomena itu terjadi karena adanya kemungkinan adanya fluida yang berasosiasi dengan zona subduksi yang secara luas yang mengakibatkan terjadinya modifikasi atau perubahan kerak pada masa lalu, sehingga dapat menghasilkan unsur karbon dan juga sulfida, yang mana kedua unsur ini dapat meningkatkan konduktivitas. Adanya anomali ini dapat diperkuat dari data *sounding* pada titik CP1 dan CP2.



Gambar 4. 14 Data Sounding CP1



Gambar 4. 15 Data Sounding CP2

Dari hasil kurva TE dan TM pada data *sounding* titik CP 1 dan CP 2 dihasilkan suatu perpotongan kurva yang membentuk seperti bukit, yang mana itu mengindikasikan bahwa pada hasil pemodelan inversi 2D akan dihasilkan struktur. Terlihat pada gambar 4.13, adanya struktur yang masif di bawah permukaan titik CP 1 dan CP 2. Kemudian untuk adanya struktur yang masif pada bagian utara, dapat diindikasikan sebagai patahan dari hasil intrusi granit, yang memungkinkan untuk laju aliran panas pada sistem panas bumi. Sehingga, berdasarkan dari hasil pemodelan inversi 2D yang telah dilakukan, diperoleh dugaan mengenai sistem panas bumi pada daerah penelitian yang dapat dibagi kedalam 3 bagian yaitu zona dengan nilai resistivitas rendah, zona dengan nilai resistivitas sedang, dan zona dengan nilai resistivitas tinggi. Zona dengan nilai resistivitas rendah diindikasikan sebagai *Clay Cap*, zona dengan nilai resistivitas sedang diindikasikan sebagai reservoir, dan zona dengan resistivitas tinggi diindikasikan sebagai *Heat Source*.

Dari komponen yang sudah diindikasikan dari hasil pemodelan inversi 2D, yaitu adanya *heat source* yang mana kemungkinannya adalah batuan granit, mengingat bahwa Provinsi Curnamona sering dipanggil sebagai daerah “*Large Igneous Province*” karena proses geologi nya yang kompleks, kemudian adanya reservoir sebagai daerah dengan nilai resistivitas sedang, kemudian adanya *Clay Cap* sebagai batu penudung pada sistem bumi, ini mengindikasikan bahwa sistem panas bumi yang mungkin adalah *Hot Rock System*. Dikarenakan batuan yang

menjadi sumber panas adalah batu granit, dan daerah ini merupakan daerah non vulkanik.

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

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

1. Pemodelan inversi 2D daerah penelitian dilakukan pada 1 *line* daerah penelitian memiliki model yang tergolong baik, hal ini dibuktikan dari nilai *rms error* yang berada dibawah 5%.
2. Berdasarkan penelitian yang dilakukan untuk mendapatkan model inversi 2D NLCG yang baik sangat ditentukan oleh *static shift correction*, *smoothing curve*, *mesh parameter*, model awal, dan parameter inversi.
3. Berdasarkan pemodelan inversi 2D yang didapat, terdapat 3 bagian zona, yaitu zona dengan nilai resistivitas sebesar 1-14 Ωm yang diasumsikan sebagai batuan penudung, kemudian zona dengan rentang nilai resistivitas sebesar 24–170 Ωm yang diasumsikan sebagai reservoir, kemudian zona dengan nilai resistivitas sebesar 170–2000 Ωm yang diasumsikan sebagai *heat source* dengan kemungkinan batuan granit yang menjadi *heat source* nya.
4. Sistem panas bumi yang mungkin adalah *Hot Rock System*. Dikarenakan batuan yang menjadi sumber panas adalah batu granit, dan daerah ini merupakan daerah non vulkanik.

5.2 Saran

Terdapat beberapa saran yang dapat diberikan untuk penelitian selanjutnya, yaitu :

1. Perlu adanya pemodelan inversi 3D menggunakan algoritma yang sama untuk memperoleh gambaran resistivitas bawah permukaan yang lebih detail.
2. Perlu adanya data pendukung lain seperti data *gravity*, *TDEM* dan geokimia untuk melengkapi interpretasi model.

(Halaman ini sengaja dikosongkan)

DAFTAR PUSTAKA

- Anderson, D.N. and J.W. Lund (Editors), 1979. "Direct Utilization of Geothermal Energy: A Technical Handbook", Special Report No. 7, Geothermal RESources Council, Davis, CA, 250 p.
- Bebout, D.G., Gavenda, V.J., and Gregory, A.R., 1978. "Geothermal Resources, Wilcox Group, Texas Gulf Coast", U.S. Dept. of Energy, contract No.1 EY-76-S-05-4891, 82p.
- Budiraharjo, S., Utama, W., Warnana, D.D. dan Darmawan, A. (2017), *Analisis Inversi 2D Metode Occam Untuk Memodelkan Resistivitas Bawah*, hal. 1–12.
- Cumming, W. dan Mackie, R. (2010), "Resistivity Imaging of Geothermal Resources Using 1D , 2D and 3D MT Inversion and TDEM Static Shift Correction Illustrated by a Glass Mountain Case History", *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, No.April, hal. 1–10. Diambil dari <http://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2010/1396.pdf>.
- Dr. Eng. Supriyanto (2007), "Analisis Data Geofisika: Memahami Teori Inversi", *Universitas Indonesia*,.
- Goff, F. dan Janik, C.J. (2000), *Encyclopedia of Volcanoes : Geothermal Systems*, dalam Academic Press, U.S.A.
- Grandis, H. (2013), *METODA MAGNETOTELLURIK (MT)*, hal. 131–149.
- Habermehl, M.A. (2000). *Comparison of the Hydrogeology of the Beverley and Uranium Deposits*. Land and Water Sciences Division, Bureau of Rural Sciences, Canberra ACT.
- Kaufman, A.A. dan Keller, G. V (1981), *The Magnetotelluric Sounding Method*, Methods in geochemistry and geophysics, Elsevier Scientific Publishing Company. Diambil dari <https://books.google.co.id/books?id=Uk3CAQAACAAJ>.
- Korsch, R. J., Preiss, W. V., Blewett, R., Fabris, A., Neumann, N. L., Fricke, C. E., Fraser, G. L., Holzschuh, J. and Jones, L. E. A., 2009. The 2008 north-south oriented, deep seismic

- reflection transect across the Curnamona Province, South Australia. In: Korsch, R., J., editor, Broken Hill Exploration Initiative: Abstracts for the 2009 Conference. *Geoscience Australia, Record*, **2009/28**, 90–100.
- Lestari, W., Widodo, A., Warnana, D.D., Syaifuddin, F., Utama, W. dan Rochman, J.P.G.N. (2018), *Mapping of Kendeng Thrust Active Fault in East Java using Magnetotelluric Method*, <http://doi.org/10.3997/2214-4609.201800424>.
- Liati, D., Sulisty, A., Nuqramadha, W.A. dan Daud, Y. (2010), *Study of Static Shift Correction for Magnetotelluric (MT) Data using Averaging and CoKriging Methods upon 3-Dimensional Forward Model of Geothermal Field.*,
- Neumann, N., Sandiford, M. dan Foden, J. (2000), "Regional geochemistry and continental heat flow : implications for the origin of the South Australian heat flow anomaly", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.183, hal. 107–120. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00268-5](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00268-5).
- Peacock, J. (2012), *MAGNETOTELLURIC MONITORING*, No.November.
- Peacock, J., Thiel, S., Reid, P., Messellier, M. dan Heinson, G. (2012), "Monitoring enhanced geothermal fluids with magnetotellurics, test case: Paralana, south Australia", *Proceedings, 37 Workshop on Geothermal Reservoir Eng*, No.194, hal. 1–8.
- Preiss, V. P., 2009. The Curnamona Province: 1700 million years of tectonic evolution. In: Korsch, R.J., editor, Broken Hill Exploration Initiative: Abstracts for the 2009 conference. *Geoscience Australia, Record*, **2009/28**, 144–155.
- Reid, P.W., Bendall, B.R. dan Mcallister, L. (2010), *Developing Large Scale , Base Load EGS Power - The Paralana Project , South Australia .*, Vol.3, No.April, hal. 105–106.
- Robertson, R. S., Preiss, W. V., Crooks, A. F., Hill, P. W. and Sheard, M. J., 1998. Review of the Proterozoic geology and mineral potential of the Curnamona Province in South Australia. In: Hodgson, I. and Hince, B., editors, *Geology and mineral*

potential of major
Australian mineral provinces. *Australian Geological Survey
Organisation Record*, **17**, **3**,
169-182.

Rodi, W. dan Mackie, R.L. (2001), "Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion", *Geophysics*, Vol.66, No.1, hal. 174–187. <http://doi.org/10.1190/1.1444893>.

Saptadji, N.M. (1997), *Teknik Panasbumi*, Institut Teknologi Bandung, Bandung.

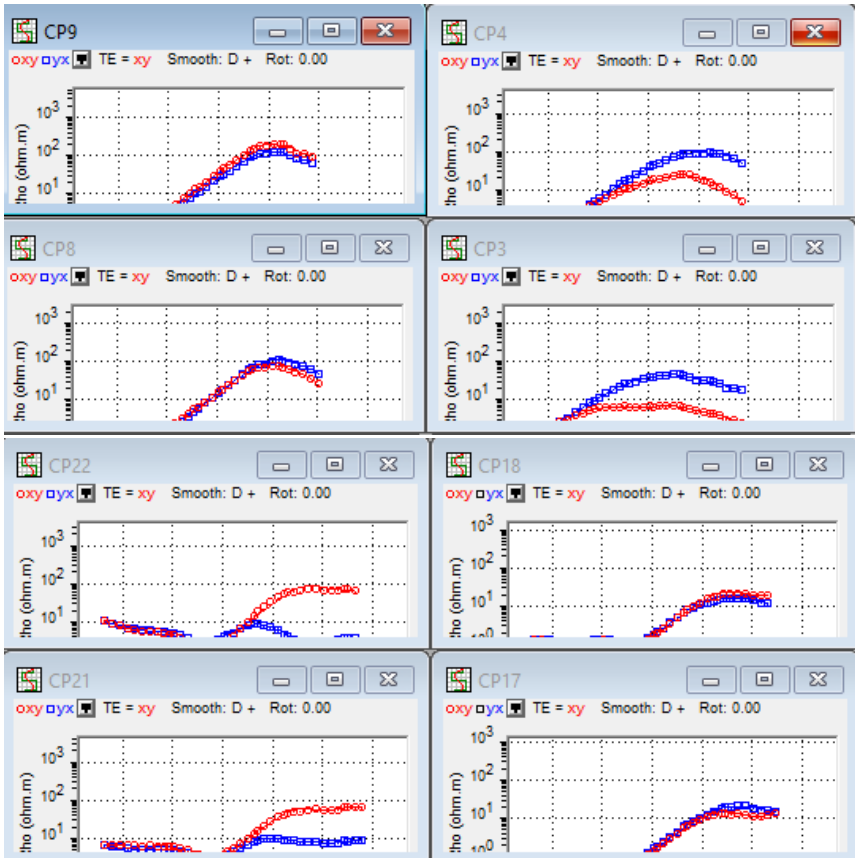
Simpson, F. dan Bahr, K. (2005), *Practical magnetotellurics*, PRESS SYNDICATE OF THE UNIVERSITY OF CAMBRIDGE, Cambridge. <http://doi.org/10.1017/CBO9780511614095>.

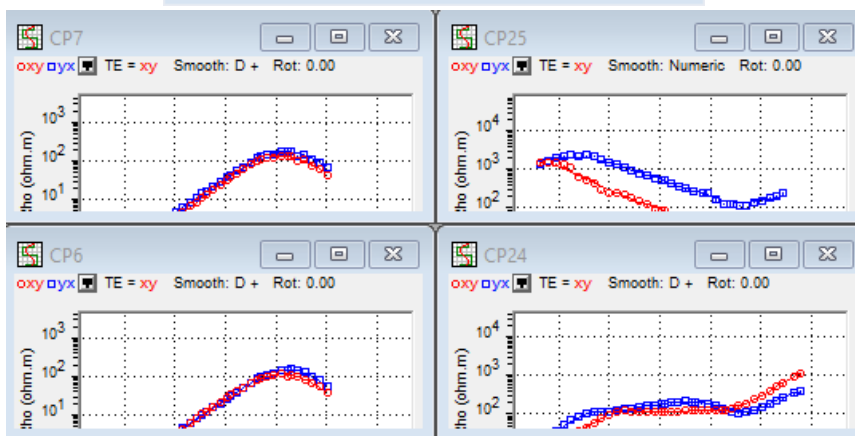
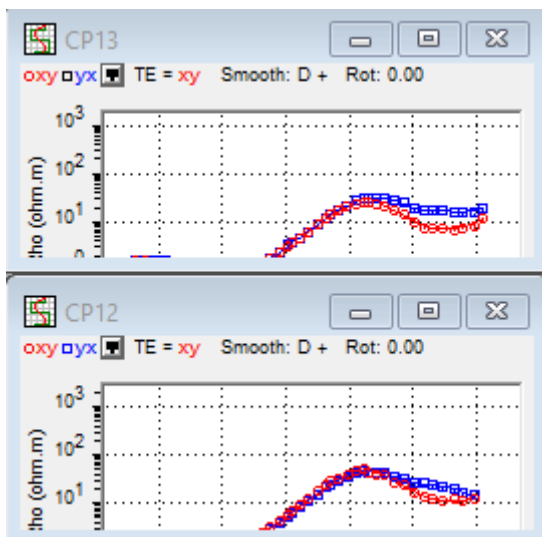
Survey, G., Drexel, J.F. dan Preiss, W. V (1993), *The Geology of South Australia , Volume 1 , The Precambrian , Bulletin 54 of Mines and Enerby Review by Christopher G . Kendall*, Vol.1.

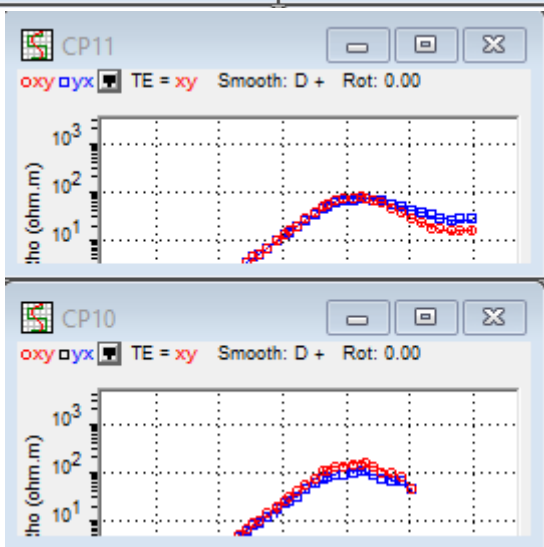
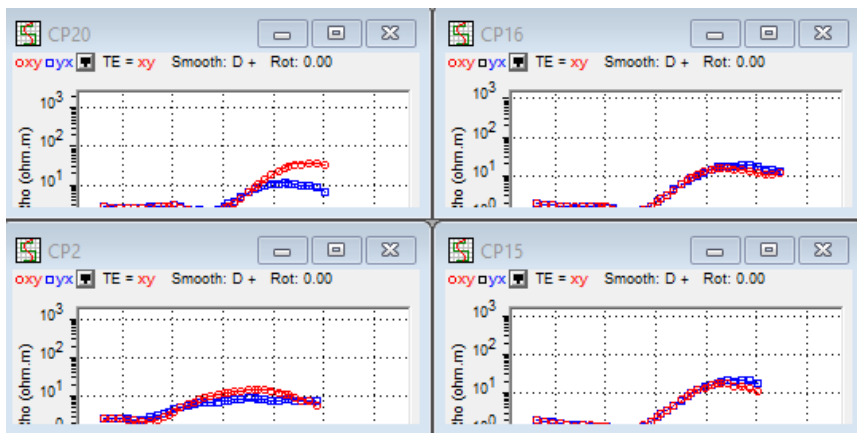
Ülser, P.I.L.W., Rugger, J.O.Ë.L.B., Oden, J.O.H.N.F. dan Feifer, H.A.N.S.U.P. (2011), *The Sandstone-Hosted Beverley Uranium Deposit , Lake Frome Basin , South Australia :*, dalam hal. 835–867.

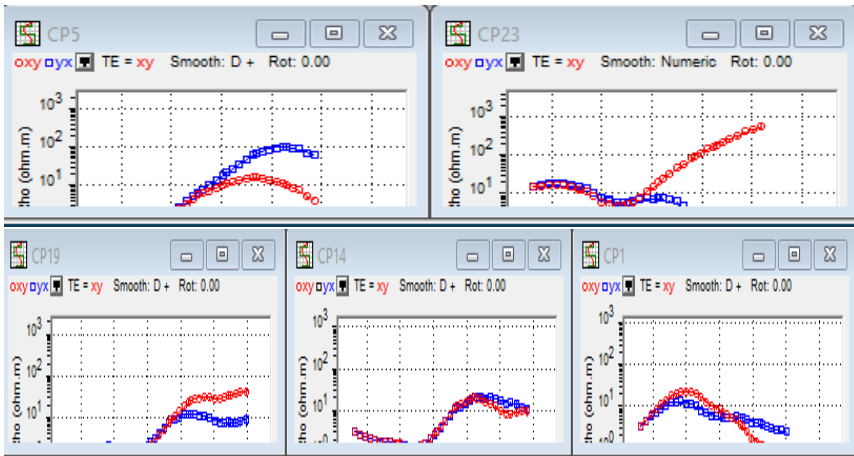
(Halaman ini sengaja dikosongkan)

LAMPIRAN









Gambar 1. Kurva Sounding MT

PROFIL PENULIS



Angga Pensada Bangun lahir di Medan, 18 Juli 1997, merupakan anak dari pasangan Bapak Andarias Bangun, S.Pd. dan Ibu Dra. Gawati Sitanggang. Penulis merupakan anak pertama dari 3 bersaudara. Pendidikan formal penulis dimulai di SDN Nomor 030328 (2003-2009), kemudian melanjutkan sekolah di SMPN 1 Pegagan Hilir (2009-2012), kemudian SMAN 2 Balige (2012-2015), terakhir penulis melanjutkan pendidikan di Jurusan Teknik Geofisika, Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Surabaya. Selama Menjadi mahasiswa di

ITS, penulis aktif dalam kegiatan organisasi, diantaranya pernah menjadi staff divisi Internal Mahasiswa Bona Pasogit (MBP) ITS periode 2017-2018, pernah menjadi staff divisi Keprofesian Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia Wilayah IV (HMGI Wilayah IV) periode 2018-2019, pernah menjadi Koordinator Departemen PD Geo-Ekklesia 2017-2019 dan sekarang menjadi Volunteer pada Bina Antar Budaya Surabaya. Jika ingin berdiskusi lebih jauh mengenai tugas akhir ini, dapat menghubungi email: angga15@mhs.geofisika.its.ac.id

(Halaman ini sengaja dikosongkan)