

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Peningkatan kebutuhan energi global seiring dengan pertumbuhan populasi dan perkembangan ekonomi yang semakin pesat menuntut tersedianya sumber energi yang lebih efisien serta berkelanjutan, guna menunjang aktivitas ekonomi dan dinamika sosial masyarakat. Namun, ketersediaan energi fosil yang selama ini menjadi sumber utama energi dunia mengalami penurunan yang signifikan. Kondisi ini mendorong berbagai negara untuk memulai program ketahanan energi, salah satunya melalui diversifikasi energi alternatif. Fenomena ini semakin memperkuat urgensi penelitian dan pengembangan energi terbarukan, termasuk pemanfaatan energi panas bumi. Indonesia memiliki potensi energi panas bumi yang sangat besar dan tersebar di hampir seluruh wilayah Nusantara. Sebagai salah satu sumber energi terbarukan yang ramah lingkungan, energi panas bumi sangat sesuai dengan karakteristik geografis Indonesia yang terdiri atas banyak kepulauan. Sumber daya ini berpotensi menjadi solusi strategis dalam penyediaan serta pemerataan energi alternatif, khususnya sebagai energi primer untuk pembangkitan tenaga Listrik. Supaya energi panas bumi bisa dimanfaatkan secara optimal sebagai sumber energi alternatif yang andal, diperlukan serangkaian penelitian yang berkelanjutan. Langkah ini bertujuan untuk memastikan bahwa wilayah dengan potensi panas bumi yang tersebar luas di Indonesia dapat dikembangkan secara maksimal. Dalam upaya percepatan pengembangan panas bumi, Pemerintah telah menginisiasi kebijakan yang salah satunya berfokus pada peningkatan status penyelidikan panas bumi. Tujuan dari kebijakan ini adalah menetapkan daerah dengan potensi panas bumi sebagai Wilayah Kerja Panas Bumi (WKP Panas Bumi) sehingga dapat dikembangkan dan dikelola sebagai sumber energi listrik yang berkelanjutan di masa depan (Anonim, 2017).

Geothermal dari kata Yunani “*geo*” (bumi) dan “*thermal*” (panas), mengacu pada energi potensial yang dapat diekstraksi dari lapisan di bawah permukaan bumi. Sumber panas ini terbentuk akibat proses geologi jangka panjang, termasuk peluruhan mineral radioaktif dan peluruhan bahan organik yang terkubur selama jutaan tahun. Sifat energi panas bumi yang terbarukan dapat digolongkan sebagai sumber daya terbarukan, mengingat produksi panas yang terus menerus pada inti dan mantel bumi. Indonesia mempunyai posisi strategis dalam peta global energi panas bumi. Survei geologi adalah penyelidikan sistematis dan untuk memetakan manifestasi panas bumi, morfologi, satuan batuan, struktur, serta mempelajari semua parameter geologi yang berperan dalam pembentukan sistem panas bumi suatu wilayah (Dickson dan Faneli, 2004). Survei geokimia merupakan salah satu analisis karakteristik yang ditemukan pada manifestasi, tingkat konsentrasi komponen kimia yang terlarut dan terabsorpsi dalam cairan panas yang terkandung dalam sampel air, serta pola penyebaran horisontal yang tidak biasa pada tanah dan udara tanah pada

kedalaman satu meter sebagai petunjuk keberadaan sumber energi panas bumi. Adapun survei geofisika bertujuan untuk memodelkan struktur bawah permukaan bumi berdasarkan data yang telah dikumpulkan di lapangan menggunakan berbagai teknik geofisika (Sulistio dkk., 2018). Elemen dalam sistem panas bumi dapat divisualisasikan melalui, salah satu metode geofisika yang efektif untuk menggambarkan struktur tahanan jenis bawah permukaan adalah metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT). Metode ini dapat mengukur respons medan listrik (E) dan medan magnet (H) dipermukaan bumi dalam jangka waktu tertentu. Metode yang hampir mirip dengan metode magnetotellurik (MT) ini dibedakan berdasarkan rentang frekuensinya dimana metode AMT memiliki rentang frekuensi antara 1 Hz sampai dengan 10.000 Hz, sehingga teknik pengukuran ini memiliki resolusi yang lebih baik untuk zona dangkal. (Gomo, M. 2023).

Salah satu faktor untuk menentukan potensi panas bumi pada suatu wilayah yaitu dengan meninjau adanya manifestasi panas bumi. Struktur geologi yang terdapat di lapangan panas bumi "RD" umumnya berarah barat-laut-tenggara. Stratigrafi daerah pengukuran terdiri dari batuan metamorf, batuan dan agregat vulkanik. Struktur geologi yang terdapat di daerah panas bumi "RD" memiliki kemiringan miring ke arah barat laut-tenggara. Daerah sistem panas bumi APSO merupakan manifestasi pegas dan mungkin terkait dengan pola struktur dari proses magmatik yang ada di Gunung Malintang diperkirakan menghasilkan batuan beku yang masih panas, yang kemungkinan menjadi sumber panas sistem panas bumi lapangan "RD" (Anonim, 2017).

Berdasarkan uraian sebelumnya, penelitian ini berfokus pada sifat-sifat batuan, fluida panas bumi dan struktur bawah permukaan berdasarkan nilai tahanan jenis semu dan fasa dari potensi panas bumi pada sistem panas bumi di bawah permukaan. Data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) digunakan untuk mengembangkan model sistem panas bumi. Selanjutnya dilakukan visualisasi atau pemodelan dalam 1D dan 2D. Tujuan dari pemodelan ini adalah untuk memperoleh informasi dari data tersebut untuk memperkirakan distribusi sebaran tahanan jenis bawah permukaan dengan demikian, gambaran sistem panas bumi dapat dianalisis dan diidentifikasi komponen-komponen panas buminya. Hasil akhir meliputi kurva 1D tahanan jenis semu terhadap kedalaman, model inversi 2D tahanan jenis *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) per nilai tau dan peta tahanan jenis per kedalaman, dan interpretasi (Grandis dkk., 2002).

1.2 Tujuan dan Manfaat

1.2.1 Tujuan

1. Memodelkan penampang 2D dalam memetakan tahanan jenis bawah permukaan berdasarkan data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT).
2. Membandingkan hasil pemodelan inversi 2D sebaran nilai tahanan jenis dan kedalaman struktur bawah permukaan karakteristik sistem panas bumi "RD" menggunakan Metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) Mode TE - TM.

1.2.2 Manfaat

Penelitian ini memberikan kontribusi penting dalam eksplorasi *geothermal* melalui analisis struktur bawah permukaan dengan metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT). Integrasi data AMT, data pendukung geologi, dan informasi manifestasi geokimia memungkinkan identifikasi lebih akurat terhadap sistem panas bumi di lapangan "RD", serta delineasi zona prospek *geothermal* dan estimasi potensi energinya. Hasil studi ini mendukung pengembangan energi terbarukan, khususnya pembangkit listrik *geothermal*, yang dapat mengurangi ketergantungan pada energi fosil dan membantu mitigasi perubahan iklim. Selain itu, manfaat bagi masyarakat mencakup penyediaan energi bersih, peningkatan ekonomi lokal, penciptaan lapangan kerja, dan akses energi yang lebih luas di daerah terpencil.

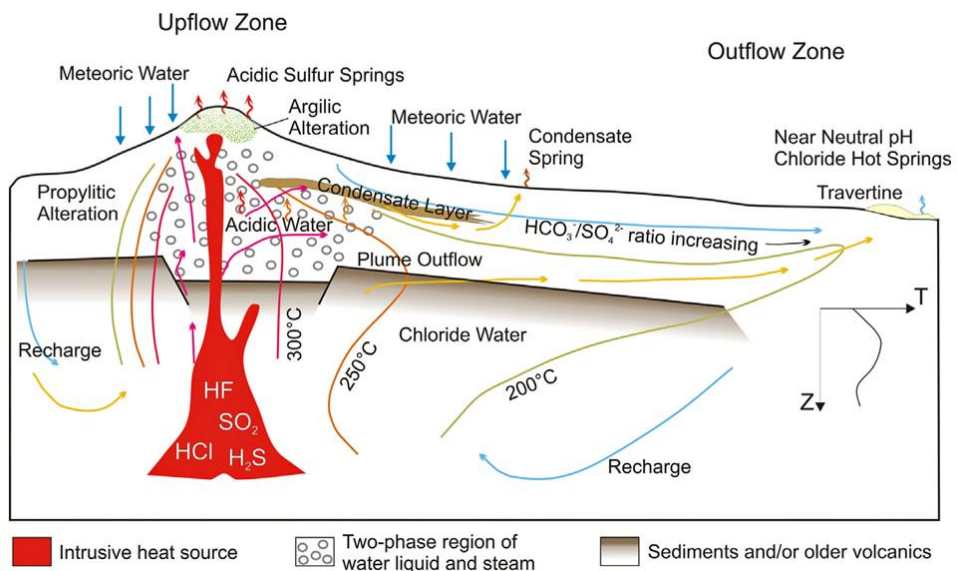
1.3 Landasan Teori

1.3.1 Geologi Regional

Indonesia terletak di persimpangan tiga lempeng tektonik aktif, yaitu lempeng Eurasia, lempeng Indo-Australia, dan lempeng Pasifik. Proses interaksi subduksi antara lempeng benua dan samudera ini menyebabkan magma mencair, yang selanjutnya membentuk kantong-kantong magma silikat dan basaltik. Proses tersebut berkontribusi pada terbentuknya serangkaian gunung berapi di Cincin Api Pasifik. Aktivitas magma pada zona konvergen lempeng ini menghasilkan rangkaian gunung berapi aktif dan tidak aktif. Kehadiran rangkaian gunung berapi dan aktivitas tektonik di kawasan tersebut menjadi model konseptual terbentuknya sistem panas bumi Indonesia (Kasbani, 2010).

Pada wilayah penelitian "RD" menunjukkan keberadaan manifestasi panas bumi hingga periode Kuartar, yang ditandai dengan kemunculan mata air panas. Berdasarkan Peta Geologi Lembar Lubuksikaping, Sumatera Barat (skala 1:250.000) yang disusun oleh Rock, N.M.S., dkk. pada tahun 1983, Stratigrafi wilayah penelitian ini mencerminkan sejarah geologi yang kompleks, dengan berbagai formasi batuan yang terbentuk sejak Paleozoikum hingga Kuartar akibat proses tektonik, magmatisme, vulkanisme, dan sedimentasi. Wilayah penelitian memiliki batuan tertua yang berasal dari Formasi Kuantan (Permo-Karbon), yang tersusun atas batubasak, kuarsit, dan arenit meta-kuarsa, menunjukkan lingkungan sedimentasi yang dipengaruhi aktivitas gunungapi dan tektonik signifikan. Di atasnya, terdapat Formasi Silungkang (Perm-Trias), yang terdiri atas batugamping, meta-gunungapi basa, meta-tufa, dan batupasir gunungapi klastika, yang mengindikasikan lingkungan sedimentasi laut dangkal serta aktivitas gunungapi bawah laut. Pada Jura-Kapur, terjadi aktivitas magmatik yang menghasilkan berbagai batuan terobosan, termasuk Intrusi Kanaikan yang tersusun atas leukogranit dan granodiorit. Selain itu, terbentuk Kelompok Woyla dan Melange Woyla, yang mencakup batulumpur, meta-wake, meta-tufa, dan meta-batugamping. Unit ini dipisahkan oleh satuan serpentinit serta rijang beraneka warna dan sekis talk, yang mengindikasikan zona subduksi dan akresi tektonik di masa lalu. Pada kala Miosen, aktivitas magmatik menghasilkan berbagai satuan intrusi seperti Intrusi Timbahan, yang terdiri dari granodiorit hornblendik, batugamping mikrogranit, serta biotit yang mengalami deformasi tektonik tinggi. Selain itu, Intrusi Ulai tersusun atas pegmatit, granodiorit, dan granit biotit. Pada periode ini juga terbentuk Satuan Batuan Vulkanik Tak Terbedakan, yang terdiri atas lapisan batuan gunungapi tanpa pusat letusan yang jelas, menunjukkan aktivitas vulkanisme yang luas. Pada Pliosen, terjadi pengendapan Formasi Aliran, yang tersusun atas batulanau dan batulanau pasiran, tersebar di bagian barat wilayah penelitian. Pada periode Kuartar, aktivitas vulkanisme masih berlanjut, ditandai dengan pembentukan berbagai pusat erupsi. Gunung Malintang menghasilkan breksi dan lava andesitik tua, diikuti oleh erupsi lava andesit yang lebih muda serta pengendapan lahar andesit hingga dasit. Gunung Sorikmarapi mendominasi dengan produk vulkaniknya berupa lahar andesitik dan breksi gunungapi, sementara Gunung Talamu menghasilkan andesit Talamu, yang

sumber fluida, dan siklus hidrologi. Sumber panas mengacu pada massa energi panas yang terkandung dalam fluida panas atau pembawa panas yang naik ke permukaan, kemudian berinteraksi dengan sistem air tanah bawah permukaan dan terperangkap dalam zona reservoir yang *permeabel*. Massa panas biasanya berbentuk aliran konduktif atau konveksi yang terkait dengan hasil kontak sentuh aktivitas vulkanik. Perangkap fluida panas sering kali berupa lapisan batuan yang terjadi, akibat proses tektonik atau perubahan gaya tatanan geologi seperti sesar dan lipatan, membentuk rekahan-rekahan (*fractures*) yang meningkatkan permeabilitas reservoir batuan. Aliran fluida panas dapat mencapai ke permukaan melalui jalur yang terdiri dari struktur geologi atau lapisan batuan, membentuk manifestasi panas bumi seperti mata air panas, lapangan solfatara, dan fumarol, serta menghasilkan batuan ubahan akibat interaksi antara fluida panas dengan batuan di sekitarnya (Kasbani, 2009).



Gambar 2. Komponen penyusun sistem panas bumi (Moeck, 2014).

Gambar 2 menggambarkan sistem panas bumi yang terdiri dari beberapa komponen utama, yaitu sumber panas, fluida, reservoir, dan struktur geologi seperti sesar dan rekahan yang tidak dapat dipisahkan satu sama lain dan saling berhubungan. Komponen-komponen ini memungkinkan terbentuknya sistem panas bumi yang digunakan untuk menghasilkan energi. Dalam sistem ini, sumber panas dari dalam bumi memanaskan fluida (air tanah atau air meteorik) yang meresap melalui rekahan-rekahan geologi ke bawah permukaan. Sesar, kekar, dan rekahan berfungsi sebagai jalur permeabel yang memungkinkan fluida mengalir ke dalam dan berinteraksi dengan panas dari dalam bumi, sehingga fluida dipanaskan. Melalui model geologi vulkanik dan hidrotermal yang dikombinasikan dengan investigasi

geokimia dan geofisika, daerah-daerah yang berpotensi untuk pengembangan energi panas bumi dapat diidentifikasi. Sistem panas bumi yang terbentuk di daerah pengukuran AMT diyakini terkait dengan aktivitas vulkanisme muda Gunung Malintang, yang masih menyimpan sisa panas dari dapur magma. Dengan adanya kombinasi antara sumber panas, reservoir, batuan penutup, dan fluida yang terus bersirkulasi melalui jalur rekahan, sistem panas bumi ini berpotensi dikembangkan lebih lanjut untuk eksploitasi energi terbarukan (Kasbani, 2009).

Reservoir berperan sebagai tempat akumulasi fluida panas ini. Reservoir panas bumi yang produktif harus memiliki porositas dan permeabilitas tinggi untuk memungkinkan aliran fluida yang optimal. Geometri reservoir hidrotermal di daerah vulkanik merupakan hasil interaksi antara proses vulkano-tektonik, stratigrafi, serta struktur geologi yang lebih tua. Selain itu, sumur produksi dan sumur injeksi juga berperan penting dalam proses eksploitasi energi panas bumi. Sumur produksi digunakan untuk mengekstraksi fluida panas dari dalam reservoir, sementara sumur injeksi berfungsi untuk mengembalikan fluida yang telah didinginkan kembali ke dalam sistem, menjaga keseimbangan tekanan dalam reservoir (Nenny dan Saptiadji, 2009).

1.3.3 Panas Bumi

Secara istilah, energi panas bumi atau *geothermal* merujuk pada panas yang tersimpan di dalam batuan bawah permukaan bumi, serta fluida yang terkandung di dalamnya, yang umumnya ditemukan di wilayah dengan aktivitas vulkanik. Namun, tidak semua sumber panas di bawah permukaan dapat diklasifikasikan sebagai energi panas bumi.

Terdapat enam kriteria utama yang harus dipenuhi agar suatu sumber panas dapat dikategorikan sebagai energi geothermal (Suhartono, 2012) :

- 1) Adanya batuan panas bumi berupa magma.
- 2) Adanya persediaan air tanah secukupnya yang sirkulasinya dekat dengan sumber magma agar dapat terbentuk uap air panas.
- 3) Adanya batuan reservoir yang mampu menyimpan uap dan air panas.
- 4) Adanya batuan keras yang menahan hilangnya uap dan air panas.
- 5) Adanya gejala-gejala tektonik, di mana dapat terbentuk rekahan-rekahan di kulit bumi yang memberikan jalan kepada uap dan air panas bergerak ke permukaan bumi.
- 6) Panasnya harus mencapai suhu tertentu minimum sekitar $180^{\circ} - 250^{\circ}\text{C}$.

Dalam sistem panas bumi, material bertemperatur tinggi dari sumber panas (*heat sources*) di bawah permukaan bumi menghasilkan aliran panas menuju permukaan, menciptakan gradien temperatur. Energi panas ini berpindah melalui dua mekanisme utama: konduksi dan konveksi. Perpindahan panas secara konduksi terjadi ketika panas berpindah dari sumber panas melalui lapisan batuan tidak permeabel menuju reservoir panas bumi, ditunjukkan oleh panah-panah yang bergerak ke atas dari

sumber panas ke Zona Air. Sementara itu, perpindahan panas secara konveksi terjadi melalui pergerakan fluida di dalam reservoir dan area pengisian ulang (*recharge area*), digambarkan oleh panah-panah yang menunjukkan aliran ke atas dan ke bawah dalam Zona Air. Zona Air ini merepresentasikan reservoir panas bumi tempat sebagian besar proses konveksi berlangsung. Akhirnya, panas mencapai permukaan, meskipun manifestasi spesifiknya (seperti mata air panas atau fumarol) tidak digambarkan secara detail. Penting dicatat bahwa fokus utama adalah mekanisme perpindahan panas dalam sistem panas bumi dan tidak menampilkan seluruh aspek sistem, namun memberikan representasi yang jelas tentang bagaimana panas berpindah dari sumber bawah tanah hingga ke permukaan melalui proses konduksi dan konveksi (Nenny Saptiadji, 2001).

1.3.4 Metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT)

Metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) adalah teknik geofisika yang digunakan untuk menyelidiki struktur kelistrikan bawah permukaan bumi. Metode ini dikembangkan dari konsep magnetotellurik yang diusulkan oleh Tikhonov (1950) dan disempurnakan oleh *Cagniard* (1953), AMT memanfaatkan medan elektromagnetik (EM) alami sebagai sumber sinyalnya. Sumber-sumber ini meliputi aktivitas petir global untuk sinyal frekuensi tinggi dan interaksi angin matahari dengan magnetosfer bumi untuk sinyal frekuensi rendah. AMT bekerja dalam rentang frekuensi 1 Hz hingga 10.000 Hz, memungkinkan penetrasi dari beberapa meter hingga ratusan meter ke dalam bumi. Prinsip kerjanya melibatkan perambatan medan EM ke dalam bumi, di mana sebagian besar gelombang dipantulkan di permukaan, sementara sebagian kecil menembus ke bawah permukaan. Medan magnetik yang berfluktuasi menginduksi arus listrik (arus tellurik) dalam bumi, yang besarnya bergantung pada konduktivitas listrik batuan. Konsep penting dalam AMT adalah *skin depth*, yang menunjukkan seberapa dalam sinyal EM dapat menembus, bergantung pada frekuensi sinyal dan konduktivitas medium (Fahad dkk., 2024).

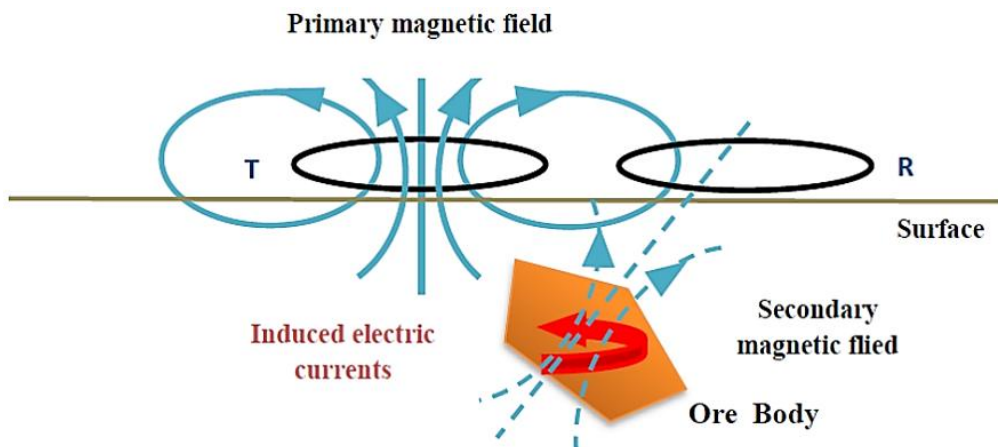
1.3.5 Prinsip Dasar AMT

Metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) merupakan teknik eksplorasi geofisika non-invasif yang memanfaatkan fluktuasi medan elektromagnetik (EM) alami untuk menginvestigasi distribusi konduktivitas bawah permukaan. Metode ini mengaplikasikan prinsip pengukuran pasif, di mana komponen medan listrik (E) dan medan magnet (H) direkam secara simultan pada permukaan terestrial dalam interval temporal tertentu. AMT memiliki kemiripan dengan metode Magnetotellurik (MT) konvensional, namun diferensiasi utamanya terletak pada spektrum frekuensi yang digunakan. AMT beroperasi pada rentang frekuensi 0,1 Hz hingga 10 kHz, memberikan resolusi spasial yang superior untuk penelitian struktur geologi dangkal (Salamah dkk., 2013).

Sumber eksitasi elektromagnetik alami dapat dikategorikan menjadi tiga kelompok berdasarkan karakteristik frekuensinya :

1. Sinyal frekuensi tinggi (>1 Hz), yang berasal dari aktivitas atmosferik seperti fenomena kelistrikan udara.
2. Sinyal frekuensi menengah (<1 Hz), yang dihasilkan oleh resonansi dalam kavitas ionosfer-permukaan bumi.
3. Sinyal frekuensi rendah ($<<1$ Hz), yang berasal dari interaksi angin matahari dengan magnetosfer terestrial, termasuk fenomena bintang matahari.

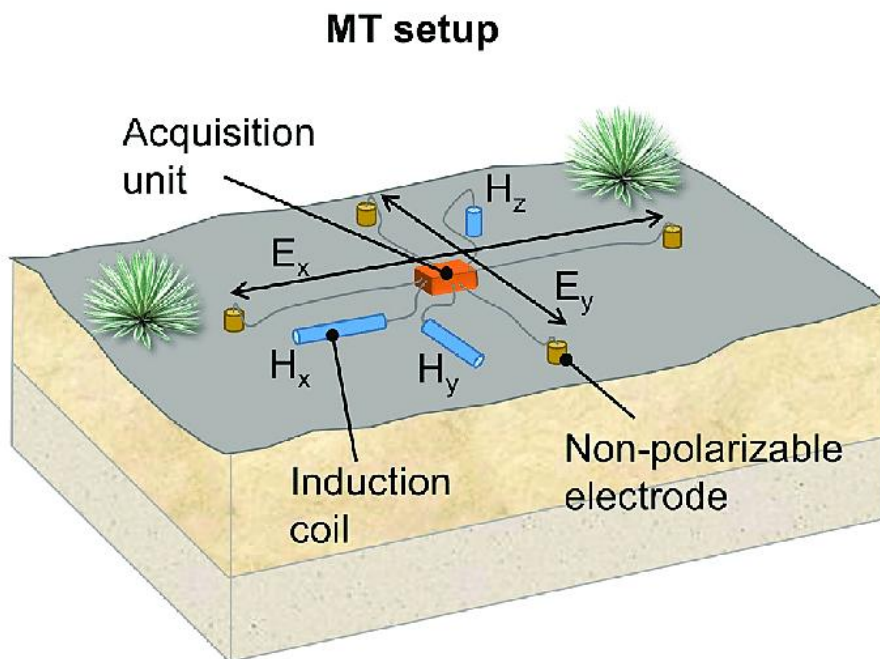
Dasar teori metode AMT didasarkan pada propagasi gelombang EM dan fenomena induksi elektromagnetik dalam medium konduktif bawah permukaan. Ketika medan EM primer berpenetrasi ke dalam bumi, ia menginduksi arus listrik sekunder (arus *eddy* atau arus tellurik) dalam formasi konduktif. Medan EM sekunder yang dihasilkan kemudian dideteksi oleh *array* sensor di permukaan, memungkinkan rekonstruksi distribusi konduktivitas bawah permukaan melalui analisis dan inversi data yang diperoleh.



Gambar 3. Konsep induksi perambatan gelombang elektromagnetik di bawah permukaan (Unsworth, 2008).

Pada **Gambar 3** merupakan prinsip pengoperasian metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) didasarkan pada pembangkitan gelombang dan induksi energi yang terjadi pada proses negatif di bawah ini. Medan listrik yang menembus tanah menghasilkan medan listrik dan magnet sekunder (arus *eddy/telluric*) pada bahan konduktif di dalam bumi, yang kemudian direkam oleh sensor (Alat AMT). Sumber yang diukur dalam metode AMT adalah medan listrik merupakan gelombang bidang yang merambat langsung ke permukaan bumi. Demikian pula, besarnya perbedaan hambatan antara atmosfer bumi (atmosfer yang sangat resistif) dan permukaan bumi (sangat konduktif) menunjukkan bahwa gelombang elektromagnetik yang merambat secara vertikal ke bawah permukaan

bumi tidak terpengaruh oleh tahanan jenis ionosfer. Berdasarkan pada karakteristik distribusi penjalaran medan listrik pada anomali konduktif, kedalaman penetrasi (*skin depth*) bergantung pada frekuensi yang digunakan dan tahanan jenis material di bawah permukaan. Material dengan tahanan jenis lebih rendah akan memperkuat medan EM dan daya tembus lebih dangkal dibandingkan material dengan tahanan jenis lebih tinggi. Selain itu, medan listrik dan magnet memiliki daya tembus yang lebih kecil dibandingkan medan kecil. Dengan kata lain, semakin rendah frekuensi yang digunakan, semakin besar penetrasi gelombang elektromagnetik yang disebut *skin depth* (Grandis, 2013).



Gambar 4. Konfigurasi Pengukuran medan listrik dan medan magnet pada metoda *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) (Böcker, A., Günther, T., & Müller, C.2017).

Gambar 4 konfigurasi pengukuran metode Audio-Frequency Magnetotelluric (AMT). Dalam setup ini, terdapat unit akuisisi di bagian atas yang berfungsi untuk merekam data. Pengukuran AMT dilakukan dengan mengukur secara simultan komponen-komponen medan listrik (E) dan medan magnet (H) dalam arah yang ortogonal (saling tegak lurus). Pengukuran dilakukan dengan orientasi dimana arah x positif menunjukkan arah utara dan arah y positif menunjukkan arah timur. Konfigurasi ini memungkinkan pengukuran komponen horizontal medan listrik (E_x , E_y) dan komponen horizontal serta vertikal medan magnet (H_x , H_y , H_z).

1.3.6 Asumsi Metode AMT

Penerapan metode AMT memiliki beberapa asumsi berikut (Simpson dan Bahr, 2005) :

1. Persamaan elektromagnetik umum *Maxwell* dipenuhi : Metode AMT didasarkan pada prinsip-prinsip fundamental persamaan *Maxwell* yang mendeskripsikan fenomena elektromagnetik.
2. Bumi tidak menghasilkan energi elektromagnetik, hanya menyerapnya : Bumi diperlakukan sebagai medium pasif yang tidak menimbulkan sumber medan EM internal, melainkan hanya menyerap atau mentransmisikan energi EM yang berasal dari sumber eksternal.
3. Seluruh medan elektromagnetik dianggap konservatif dan secara analitis jauh dari sumbernya : Asumsi ini memungkinkan analisis medan EM yang terukur di permukaan sebagai representasi dari sumber EM yang jauh, tanpa pengaruh lokal.
4. Sumber medan EM pasif dibangkitkan oleh sistem arus ionosfer skala besar : Sumber utama medan EM yang dimanfaatkan berasal dari aktivitas elektrik di lapisan ionosfer, yang dianggap cukup jauh sehingga dapat dianggap sebagai gelombang bidang *uniform*.
5. Dalam model bumi berlapis yang memiliki konduktivitas vertikal yang bervariasi, tidak terdapat akumulasi muatan bebas. Sebaliknya, dalam model bumi dengan dimensi lebih kompleks, muatan dapat terkumpul di sepanjang batas diskontinuitas.
6. Bumi sebagai medium konduktor *Ohmic* : Bumi diasumsikan sebagai medium konduktif yang mematuhi hukum *Ohm*, sehingga arus listrik di dalamnya sebanding dengan medan listrik.

$$J = \sigma E \quad (1)$$

7. Medan perpindahan dapat diabaikan dibandingkan arus konduksi : Efek polarisasi yang menghasilkan arus perpindahan dianggap tidak signifikan dibandingkan arus konduksi yang menginduksi medan EM.
8. Variasi sifat dielektrik dan magnetik dapat diabaikan: Perubahan properti dielektrik dan magnetik batuan bawah permukaan diabaikan, dan hanya variasi konduktivitas yang dianggap dominan.

Metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) mengasumsikan bahwa medan elektromagnetik yang digunakan merupakan gelombang bidang, dimana komponen medan magnet tegak lurus dengan komponen medan listrik. Medan elektromagnetik yang digunakan cenderung merambat secara vertikal akibat perbedaan sifat fisik dari material bawah permukaan bumi, yang tidak hanya dipengaruhi oleh kontras tahanan jenis antara atmosfer dan permukaan bumi, tetapi juga oleh struktur geologi dan sifat kelistrikan dari material bawah permukaan tersebut. Selanjutnya, karakteristik perambatan medan elektromagnetik pada anomali konduktif di bawah permukaan bumi bergantung pada frekuensi yang digunakan dan tahanan jenis material tersebut. Medan elektromagnetik dengan frekuensi yang lebih tinggi cenderung

memiliki kedalaman penetrasi yang lebih dangkal dibandingkan dengan frekuensi yang lebih rendah. Dengan kata lain, semakin rendah frekuensi yang digunakan, maka semakin dalam penetrasi gelombang elektromagnetik ke dalam bumi. Selain itu, material bawah permukaan dengan tahanan jenis yang lebih rendah akan menyebabkan medan elektromagnetik memiliki daya tembus yang lebih dangkal dibandingkan material dengan tahanan jenis yang lebih tinggi (Salamah dkk., 2013).

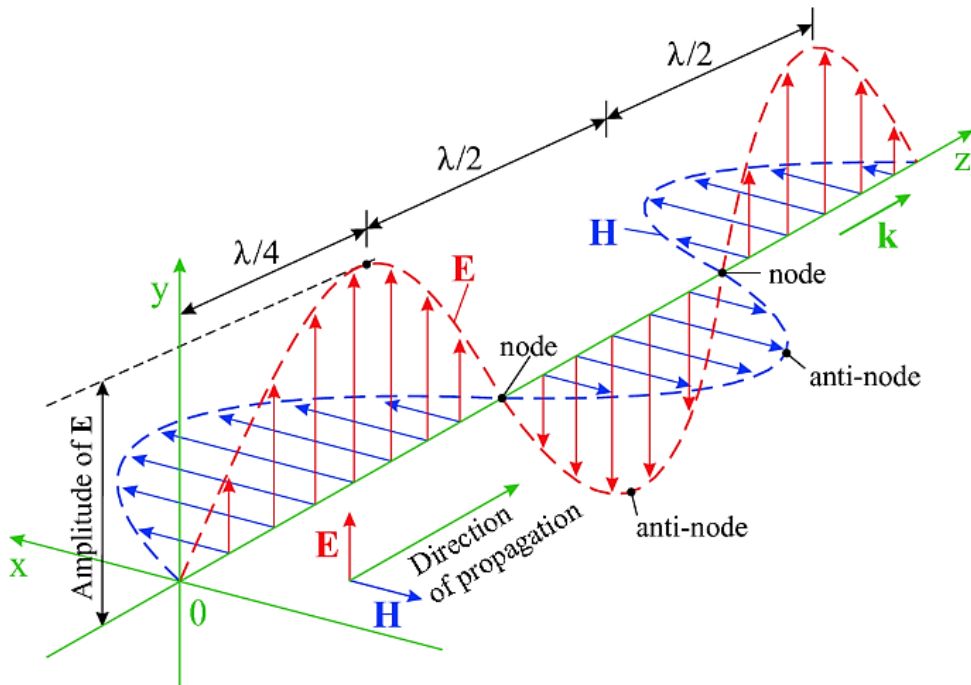
1.3.7 Sumber Sinyal Metode AMT

Metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) memanfaatkan variasi medan magnetik yang berasal dari sumber internal dan eksternal Bumi, dengan spektrum frekuensi yang luas. Sumber internal medan magnetik dikaitkan dengan dinamika interaksi antara inti dan mantel Bumi. Sementara itu, sumber eksternal berasal dari fenomena elektromagnetik yang terjadi di atmosfer dan magnetosfer. Meskipun kedua sumber tersebut menunjukkan fluktuasi temporal, metode magnetotellurik secara khusus mengeksplorasi sinyal dari sumber eksternal yang memiliki *bandwidth* frekuensi yang lebih lebar. Teknik ini mengaplikasikan medan elektromagnetik alami pada rentang frekuensi 10^{-4} Hz hingga 10^4 Hz (Syahwanti dkk., 2014). Sumber sinyal AMT adalah gelombang EM alami yang terdiri dari sinyal medan listrik bumi (E_x dan E_y) dan medan magnetik bumi (H_x , H_y dan H_z). Kedua sinyal ini direkam variasi gelombang medan listrik dan magnetnya dalam domain waktu. Medan primer EM yang berasal dari lapisan *ionosphere* ini kemudian mempengaruhi medan listrik dan medan magnetik sekunder bumi (bumi dianggap bersifat konduktif jika dibandingkan dengan lapisan udara yang resistif). Sketsa sinyal AMT dan juga konsep perekaman medan magnetik dan medan Listrik. Lapisan ionosfer terletak pada ketinggian antara 50 km hingga 1.500 km di atas permukaan bumi, dan di lapisan ini terdapat konduktivitas listrik yang tinggi. Di sisi lain, letupan-letupan plasma di permukaan matahari, yang mayoritasnya mengeluarkan partikel hidrogen, mengalami ionisasi dan berubah menjadi plasma yang mengandung proton dan elektron. Plasma ini bergerak dengan kecepatan rendah dan menunjukkan perilaku acak, serta dikenal sebagai angin matahari (Budiraharjo dkk., 2017).

Kedalaman penetrasi gelombang elektromagnetik dipengaruhi oleh frekuensi yang digunakan. Gelombang elektromagnetik dengan frekuensi tinggi (lebih dari 1 Hz), seperti yang dihasilkan oleh aktivitas meteorologi seperti petir, dapat memberikan informasi mengenai tahanan jenis medium di lapisan-lapisan dangkal. Sebaliknya, gelombang elektromagnetik dengan frekuensi rendah (kurang dari 1 Hz), yang berasal dari fenomena seperti angin matahari atau interaksi antara angin matahari dan medan magnet bumi, dapat mengungkapkan tahanan jenis medium pada kedalaman yang lebih besar. Angin matahari, yang merupakan aliran plasma ion hidrogen dan helium dari matahari, berinteraksi dengan medan magnet bumi, menyebabkan defleksi dan pembentukan lapisan magnetosfer (Grandis, 2000).

1.3.8 Penjalaran Sinyal Gelombang EM pada Metode AMT

Gelombang elektromagnetik alami (EM) akan tercipta melalui atmosfer dan magnetosfer dari berbagai proses fisik. Gelombang elektromagnetik ini merambat di bawah permukaan bumi dan sebagian besar energinya dipantulkan kembali. Sebagian energi listrik masuk ke dalam tanah dan menyebar ke bawah permukaan. Ketika frekuensi sinyal gelombang elektromagnetik meningkat, kedalaman penetrasi menurun.



Gambar 5. Perambatan gelombang elektromagnetik (EM) (Nickelson, L. 2019).

Gambar 5 menjelaskan proses setelah medan elektromagnetik (EM) berinteraksi dengan Bumi, terjadi pembelokan atau refraksi vertikal pada medan listrik dan magnetiknya. Fenomena ini disebabkan oleh perbedaan kontras tahanan jenis yang signifikan antara lapisan Bumi dan atmosfer. Medan EM kemudian berasosiasi dengan arus tellurik yang ada di dalam Bumi. Medan magnetik (H) menginduksi batuan konduktif dalam lapisan Bumi, menghasilkan arus *eddy* yang pada gilirannya menciptakan medan magnetik sekunder (B). Perubahan pada medan magnetik *horizontal* menyebabkan perubahan pada medan listrik *horizontal*, yang kemudian diukur di permukaan (Arumsari dan Anita, 2007).

1.3.9 Persamaan Medan EM Maxwell Metode (AMT)

Persamaan *Maxwell* merupakan puncak dari serangkaian penemuan eksperimen di bidang elektromagnetik. Persamaan ini menggabungkan kontribusi dari penemuan dari berbagai ilmuwan terkenal, termasuk *Faraday*, *Ampere*, *Gauss*, dan *Coulomb*,

serta hasil penelitian *Maxwell* sendiri. Implementasi persamaan ini dalam konteks proses *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) banyak dibahas dalam berbagai kajian ilmu geofisika, terutama yang berfokus pada proses elektromagnetik (EM) (Telford dkk., 2004). *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) memanfaatkan fluktuasi alami medan elektromagnetik (EM) untuk mengkarakterisasi struktur bawah permukaan bumi. Metodologi ini berlandaskan pada prinsip-prinsip elektromagnetik yang diformulasikan dalam persamaan *Maxwell*. Dalam konteks medium isotropik heterogen, penggunaan persamaan tersebut dalam metode AMT telah banyak diuraikan dalam buku-buku pengantar geofisika, khususnya yang membahas metode EM. Dalam bentuk diferensial, persamaan Maxwell dalam domain frekuensi dapat dituliskan sebagai berikut (Grandis, 2013) :

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (3)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = q \quad (4)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (5)$$

Dimana,

- $\vec{E}$: Medan Listrik (*volt/m*)
- $\vec{B}$: Induksi Magnetik (*Weber/m²* atau *Tesla*)
- $\vec{H}$: Intensitas Medan Magnet (*Ampere/m*)
- $\vec{J}$: Rapat Arus (*Ampere/m²*)
- $\vec{D}$: Perpindahan Listrik (*Coulomb/m²*)
- q : Rapat Muatan Listrik (*Coulomb/m³*)

Menurut Hukum *Faraday* sebagaimana dijelaskan pada persamaan (2), perubahan medan magnet seiring waktu akan menghasilkan medan listrik. Hukum *Ampere* dalam persamaan (3) menyatakan bahwa medan magnet tidak hanya berasal dari arus listrik, tetapi juga dapat muncul akibat perubahan medan listrik seiring waktu yang menginduksi terbentuknya medan magnet. Hukum *Gauss* yang diuraikan dalam persamaan (4) menunjukkan bahwa medan listrik dihasilkan oleh muatan listrik yang berfungsi sebagai sumbernya. Sementara itu, Hukum Kontinuitas Fluks Magnet pada persamaan (5) menegaskan bahwa medan magnet tidak memiliki sifat monopolar (Telford dkk., 2004).

Persamaan *Maxwell* yang direpresentasikan dalam persamaan (2) hingga (5) mengungkapkan bahwa hanya terdapat dua variabel, yaitu medan listrik dan medan magnet. Melalui operasi *curl* pada persamaan (2) dan (3), serta substitusi parameter-parameter yang telah terbukti sebelumnya. Hal ini dapat diperoleh persamaan yang lebih komprehensif. Proses matematika ini memungkinkan dapat

dianalisis lebih lanjut terhadap hubungan dan keterkaitannya antara kedua medan tersebut dalam konteks yang lebih luas (Lantu 2014). Korelasi antara intensitas besarnya nilai medan magnetik dan induksi medan listrik memiliki ketergantungan terhadap sifat medium itu sendiri, berupa nilai permitivitas, permeabilitas, dan konduktivitas dalam suatu medium dapat direpresentasikan melalui suatu persamaan dibawah ini :

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (6)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (7)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \frac{\vec{E}}{\rho} \quad (8)$$

Dimana,

- μ : Permeabilitas Magnetik (*Henry/m*)
- ϵ : Permittivitas Listrik (*Farad/m*)
- σ : Konduktivitas (*Siemens/m*)
- ρ : Tahanan Jenis (*Ohm.m*)

Sifat fisik dari medium diasumsikan konstan terhadap waktu dan posisi, yaitu (*homogen isotropic*). Oleh karena itu, akumulasi muatan yang dijelaskan dalam persamaan (4) tidak terjadi, sehingga persamaan *Maxwell* dapat disederhanakan :

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (9)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (10)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = 0 \quad (11)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{H} = 0 \quad (12)$$

Persamaan *Maxwell* diatas menyatakan bahwa ada dua variabel yang menerapkan operasi *curl* pada medan listrik $\vec{E}$ dan medan magnet $\vec{H}$, serta mensubstitusikan besaran-besaran yang telah diketahui. Pembuktian persamaan terdapat pada **Lampiran 1**. Kita dapat memisahkan variabel $\vec{E}$ dan $\vec{H}$, sehingga diterapkan sebagai berikut :

$$\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \vec{E} = -\mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial^2} \quad (13)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \vec{H} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial^2} \quad (14)$$

Dengan mempertimbangkan identitas vektor *Laplace*, di mana $\nabla \times$ merepresentasikan $\vec{E}$ atau $\vec{H}$, serta hubungan yang dinyatakan dalam persamaan

medan listrik $\vec{E}$ dan medan magnetik $\vec{H}$, maka diperoleh persamaan gelombang (persamaan *Helmholtz*) untuk medan listrik dan medan magnet sebagai berikut :

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (15)$$

$$\nabla^2 \vec{H} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \quad (16)$$

Penyelesaian dari persamaan (13) dan (14) akan menghasilkan fungsi gelombang medan magnetik $\vec{H}$ dan $\vec{E}$ medan listrik yang bervariasi secara *periodic* sinusoidal terhadap waktu, yang secara matematis.

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t - kz} \quad (17)$$

$$\vec{H} = \vec{H}_0 e^{i\omega t - kz} \quad (18)$$

Dimana,

$\vec{E}_0$: Amplitudo Medan Listrik

$\vec{H}_0$: Amplitudo Medan Magnetik

ω : Frekuensi Sudut = $2\pi f$

$$\vec{E}(\mathbf{r}, t) = \text{Re } \vec{E}(\mathbf{r}, \omega) e^{i\omega t} \quad (19)$$

$$\vec{H}(\mathbf{r}, t) = \text{Re } \vec{H}(\mathbf{r}, \omega) e^{i\omega t} \quad (20)$$

Persamaan ditampilkan pada (19) dan (20) merepresentasikan medan elektromagnetik dalam konteks penjelasan dan metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT). Persamaan yang pertama, $\vec{E}(\mathbf{r}, t) = \text{Re } \vec{E}(\mathbf{r}, \omega) e^{i\omega t}$, menggambarkan vektor medan listrik $\vec{E}$ sebagai fungsi posisi $\mathbf{r}$ dan waktu t . Sementara itu, persamaan kedua, $\vec{H}(\mathbf{r}, t) = \text{Re } \vec{H}(\mathbf{r}, \omega) e^{i\omega t}$, merepresentasikan vektor medan magnet $\vec{H}$ dengan cara yang serupa. Dalam kedua persamaan ini, Re merupakan bilangan riil dari ekspresi kompleks, sementara $\vec{E}(\mathbf{r}, \omega)$ dan $\vec{H}(\mathbf{r}, \omega)$ masing-masing merupakan amplitudo kompleks medan listrik dan magnet sebagai fungsi posisi dan frekuensi angular ω . Faktor $e^{i\omega t}$ adalah komponen eksponensial kompleks yang menggambarkan osilasi harmonik terhadap waktu. Dalam konteks eksplorasi geofisika, khususnya pada frekuensi di bawah 10^4 Hz dalam medium bumi, komponen perpindahan listrik (ϵ) dapat diabaikan dibandingkan dengan komponen konduksi listrik (σ). Hal ini didasarkan pada hubungan $\sigma\mu\omega > \epsilon\mu\omega^2$, dengan μ setara $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m. Pendekatan ini dikenal sebagai aproksimasi kuasi-stasioner, di mana waktu propagasi gelombang dianggap tidak signifikan, sebagaimana dijelaskan oleh (Telford dkk., 1990). Proses eliminasi variabel terhadap waktu dalam medan, seperti yang diterapkan dalam penurunan persamaan *Helmholtz*, tidak hanya ditujukan untuk menyederhanakan persamaan secara matematis, tetapi juga untuk mengungkapkan karakteristik aproksimasi dalam

keadaan kuasi-stasioner. Sebagai hasil dari proses ini, persamaan gelombang *Laplace* diubah menjadi persamaan difusi, yang menggambarkan perubahan mendasar dalam pendekatan pemodelan fenomena elektromagnetik. Transformasi ini menjadi sangat penting dalam konteks geofisika, terutama saat mempertimbangkan kondisi frekuensi rendah dan sifat-sifat medium bumi yang relevan.

$$\nabla^2 \vec{E} = k^2 \vec{E} \quad (21)$$

$$\nabla^2 \vec{H} = k^2 \vec{H} \quad (22)$$

Proses matematis untuk menurunkan formula bilangan gelombang dijelaskan secara detail dalam **Lampiran 2**. Melalui serangkaian tahapan derivasi, diperoleh hasil akhir yang menunjukkan besaran bilangan gelombang :

$$k = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma} \quad (23)$$

- k** : Bilangan gelombang
i : Unit imajiner ($\sqrt{-1}$)
 ω : Frekuensi sudut ($2\pi f$, dimana f adalah frekuensi)
 μ_0 : Permeabilitas magnetik ruang hampa (dalam *Henry/m*)
 σ : Konduktivitas listrik medium (*Siemens/m*)

Dimana $k = \pm i\omega\mu_0\sigma$ adalah bilangan gelombang yang dapat dinyatakan dalam bentuk $k = \pm(\alpha + i\beta)$ dengan,

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\pm i\omega\mu_0\sigma}{2}} \quad (24)$$

Dimana,

- μ** : Permeabilitas Magnetik (*Henry/m*)
 ϵ : Permitivitas Listrik (*Farad/m*)
 σ : Konduktivitas (*Siemens/m*)
k : Koefisien Difusi Termal (cm^2/s)

Penjelasan terkait konteks propagasi gelombang elektromagnetik di dalam medium konduktif seperti bumi. Medan listrik dan medan magnet keduanya mengalami perubahan dan pelemahan seiring dengan perambatan. Medan listrik dirumuskan sebagai $E = E_0 e^{-i\omega t} e^{kz}$, dimana E_0 adalah medan listrik di permukaan, dan komponen eksponensial $e^{-i\omega t}$ menggambarkan variasi waktu, sedangkan e^{kz} menunjukkan pelemahan eksponensial medan listrik karena redaman yang disebabkan oleh konduktivitas medium. Ketika medan listrik merambat melalui bumi yang memiliki konduktivitas σ , medan tersebut akan mengalami pelemahan (atenuasi) yang lebih cepat tergantung pada besarnya nilai konduktivitas (σ). Semakin besar konduktivitas medium, semakin cepat medan listrik dan magnetik berkurang saat merambat lebih dalam ke dalam bumi. Sejalan dengan medan listrik,

medan magnet H juga mengalami peredaman yang sama. Medan magnet di permukaan dirumuskan sebagai $B = B_0 e^{-i\omega t - kz}$, di mana B_0 adalah medan magnet awal di permukaan sebelum terjadi peredaman. Sama seperti E_0 mewakili medan listrik permukaan, B_0 menggambarkan amplitudo medan magnet di titik awal. Saat medan elektromagnetik merambat ke dalam bumi atau medium konduktif lainnya, medan magnet B akan mengalami pelemahan eksponensial terhadap kedalaman, sebagaimana dijelaskan oleh faktor e^{kz} , di mana k mengendalikan tingkat peredaman.

$$\vec{E}k^2 + i\omega\mu_0\sigma\vec{E} = 0 \quad (25)$$

Hal ini dijelaskan oleh persamaan $Ek^2 + i\omega\mu_0\sigma E = 0$, menghubungkan bilangan gelombang k , frekuensi sudut ω , permeabilitas magnetik μ_0 , dan konduktivitas σ , menunjukkan bagaimana gelombang elektromagnetik dipengaruhi oleh sifat medium. Semakin tinggi konduktivitas medium, semakin cepat medan listrik dan medan magnet akan melemah ketika mereka merambat lebih dalam. Pelemahan ini diwakili oleh suku imajiner dalam persamaan, yang mencerminkan efek redaman akibat sifat konduktif bumi. Pada medium konduktif seperti bumi, pelemahan atau atenuasi gelombang elektromagnetik diwakili oleh faktor e^{-kz} , yang berarti bahwa semakin dalam gelombang menembus, semakin lemah medan elektromagnetiknya. Selain medan listrik, medan magnet B juga mengalami pengaruh yang serupa, seperti ditunjukkan oleh persamaan $B = B_0 e^{-i\omega t - kz}$. Dengan demikian, konduktivitas medium memainkan peran penting dalam menentukan seberapa cepat gelombang elektromagnetik berkurang saat merambat. Semakin besar konduktivitas bumi, semakin cepat medan listrik dan medan magnet mengalami redaman, yang dijelaskan oleh faktor imajiner dalam persamaan yang mengatur redaman tersebut. Dengan demikian, baik medan listrik E_0 maupun medan magnet B_0 adalah komponen awal dari gelombang elektromagnetik sebelum mereka terpengaruh oleh redaman yang disebabkan oleh konduktivitas medium.

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{-i\omega t - kz} \text{ dan } \vec{B} = \vec{B}_0 e^{-i\omega t - kz} \quad (26)$$

- ω : Frekuensi sudut
- μ_0 : Permeabilitas magnetik (dalam *Henry/m*)
- σ : Konduktivitas (*Siemens/m*)
- $-kz$: Pelemahan gelombang elektromagnetik
- I : Intensitas
- t : Waktu/periode

1.3.10 Kedalaman Penetrasi (*Skin Depth*)

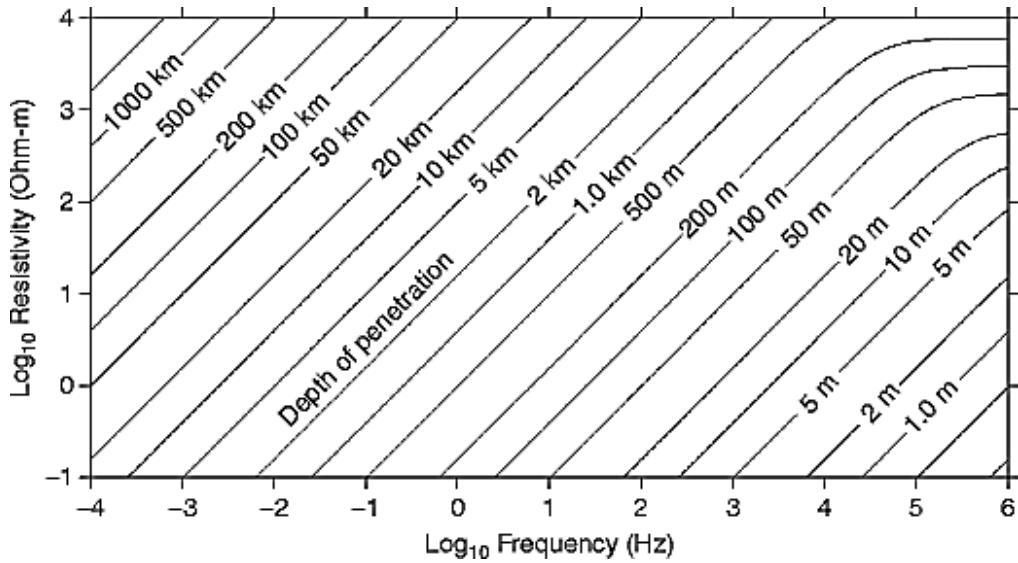
Kedalaman penetrasi dalam pengukuran *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) dipengaruhi oleh tahanan jenis batuan dan frekuensi yang diterapkan. Kedalaman penetrasi efektif dapat dihitung menggunakan persamaan berikut :

$$\delta = 503 \times \left(\frac{\rho}{f}\right)^{1/2} \quad (27)$$

Dimana,

- δ : Kedalaman Penetrasi efektif (m)
 ρ : Tahanan Jenis Medium (Ohm-m)
 f : Frekuensi (Hz)

Bentuk yang disederhanakan untuk menghitung kedalaman penetrasi (*skin depth*) dalam metode elektromagnetik, dalam persamaan ini, δ (delta) mewakili kedalaman penetrasi dalam meter, sementara f adalah frekuensi gelombang elektromagnetik dalam *Hertz*. Angka 503 adalah konstanta yang diturunkan dari penyederhanaan berbagai parameter fisik, termasuk permeabilitas magnetik dan konduktivitas rata-rata bumi. Struktur persamaan ini, dengan akar kuadrat dari kebalikan frekuensi, menggambarkan hubungan terbalik antara kedalaman penetrasi dan frekuensi : semakin tinggi frekuensi, semakin dangkal penetrasi gelombang elektromagnetik ke dalam bumi. Tanah jenis semu berfluktuasi seiring perubahan frekuensi sebagai respons terhadap variasi tahanan jenis sebenarnya pada berbagai kedalaman. Frekuensi yang lebih tinggi cenderung memiliki penetrasi yang terbatas, sementara frekuensi yang lebih rendah mampu menembus lebih dalam. Frekuensi, yang didefinisikan sebagai jumlah gelombang yang merambat per satuan waktu, berbanding terbalik dengan kedalaman penetrasi. Pancaran gelombang yang lebih sedikit menghasilkan frekuensi yang lebih rendah, memungkinkan penetrasi yang lebih dalam. Sebaliknya, pancaran gelombang yang lebih banyak menghasilkan frekuensi yang lebih tinggi, namun dengan penetrasi yang lebih dangkal. Fenomena ini memungkinkan penggunaan frekuensi sebagai indikator untuk estimasi kedalaman. Tahanan jenis, sebagai karakteristik kelistrikan yang diperoleh pada setiap lapisan batuan, dapat diukur melalui induksi elektromagnetik yang berasal dari arus listrik ionosfer. Metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) memanfaatkan prinsip ini sebagai teknik pengukuran pasif, menggunakan fenomena alam sebagai sumber energi. Pendekatan ini memungkinkan analisis struktur tahanan jenis dari zona dangkal hingga zona dalam berdasarkan spektrum frekuensi yang digunakan, baik tinggi maupun rendah (Schmoldt, 2011).



Gambar 6. *Skin depth* sebagai fungsi dari frekuensi sinyal AMT dan penetrasi kedalamannya berdasarkan nilai tahanan jenis tiap lapisan (Xiao, 2004).

Gambar 6 frekuensi dan tahanan jenis memengaruhi kedalaman penetrasi pada metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT), di mana peningkatan tahanan jenis medium dan frekuensi gelombang ($T = f^{-1}$) akan menyebabkan penetrasi yang lebih dalam atau meningkatkan kedalaman investigasi (Xiao, 2004).

1.3.11 Cagniard Apparent Resistivity

Tahanan jenis semu dan fasa merupakan dua parameter utama dalam interpretasi struktur tahanan jenis bawah permukaan berdasarkan data pengukuran. Tahanan jenis semu diperoleh melalui perhitungan nilai medan listrik dan medan magnet dalam domain frekuensi. Karena frekuensi berkaitan dengan kedalaman, nilai tahanan jenis semu dapat digunakan untuk menggambarkan distribusi lapisan bawah permukaan bumi. Sementara itu, fasa merepresentasikan perbedaan sudut fase antara medan magnet dan medan listrik yang diperoleh dari pengukuran menggunakan metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) (Simpson dan Bahr, 2005). Perambatan medan EM di bawah permukaan bumi umumnya terjadi pada frekuensi rendah. Parameter fisika yang relevan dalam hal ini meliputi permeabilitas magnetik (μ), konduktivitas (σ), dan frekuensi sudut (ω). Berdasarkan teori (Cagniard, 1953), untuk gelombang yang terpolarisasi dalam bidang *horizontal* (x-y) dan merambat menuju bawah permukaan, tahanan jenis semu (ρ_a) berbanding lurus dengan kuadrat dari impedansi magnetotellurik $Z(\omega)$. Karena tahanan jenis tidak konstan terhadap kedalaman, maka nilai ini dapat dianggap sebagai rata-rata tahanan jenis pada setiap kedalaman tahanan jenis semu.

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu_0} |Z(\omega)|^2 \quad (28)$$

Salah satu parameter medium yang menggambarkan resistansi terhadap gelombang elektromagnetik (EM) adalah impedansi, $Z(\omega)$, yang berfungsi sebagai tensor penghubung antara medan listrik dan medan magnet. Impedansi ini dapat dinyatakan sebagai $Z(\omega) = E_x/H_y$ atau $Z(\omega) = E_y/H_x$ yang merupakan rasio antara komponen *orthogonal* medan listrik dan medan magnet. Rasio ini digunakan karena sifat gelombang elektromagnetik yang bersifat transversal, dimana arah rambat gelombang tegak lurus terhadap arah medan. Berdasarkan konsep ini, diperoleh persamaan tahanan jenis untuk suatu lapisan dengan asumsi bahwa bumi bersifat homogen isotropik, yang dikenal sebagai *apparent resistivity* (Simpson & Bahr, 2005).

Korelasi antara amplitudo medan magnetik dan medan listrik ($|H_y|$ dan $|H_x|$) diberikan oleh :

$$\frac{E_x}{H_y} = \sqrt{\frac{2\pi f \rho}{\mu}} \quad (29)$$

μ adalah permeabilitas magnetik. Dengan demikian :

$$\rho = \frac{\mu}{2\pi f} \frac{|E_x|^2}{|H_y|^2} \Omega m \quad (30)$$

Jika dimasukkan $\mu = \mu_0$ = permeabilitas ruang hampa, sama dengan $4\pi \times 10^{-7}$ SI, maka :

$$\rho = 0.2T \frac{|E_x|}{|H_y|} \Omega m \quad (31)$$

1.3.12 Impedansi

Impedansi dalam konteks medan elektromagnetik didefinisikan sebagai rasio antara intensitas medan listrik (E) dan medan magnetik (H). Pada aplikasi *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT), tensor impedansi $Z(\omega)$ menjadi salah satu parameter kunci yang dievaluasi. Tensor impedansi (Z) ini memiliki karakteristik bilangan kompleks, terdiri dari komponen riil dan imajiner. Konsekuensinya, setiap elemen tensor Z_{ij} dan Z itu sendiri tidak hanya dikarakterisasi oleh magnitudonya, tetapi juga oleh fase yang terkait. Interpretasi tensor impedansi ini memungkinkan analisis mendalam terhadap sifat-sifat elektromagnetik medium yang diteliti, memberikan informasi terkait pengukuran dalam eksplorasi geofisika (Simpson dan Bahr, 2005).

1. Impedansi Bumi Homogen

Konteks model bumi satu dimensi (1-D), karakteristik dari persebaran konduktivitas menunjukkan ketergantungan yang unik terhadap kedalaman, dengan variasi yang teramati sepanjang sumbu *horizontal* (x) dan vertikal (z) (Laksono, 2018). Secara kontras, sepanjang sumbu *horizontal* lainnya (y), tahanan jenis mempertahankan nilai konstan, mendefinisikan apa yang dikenal sebagai arah *strike* dalam geolistrik. Analisis tensor impedansi untuk konfigurasi medan listrik dan magnet paralel dalam model ini memiliki nilai $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ dan $Z_{xy} = Z_{yz} = Z$. Di sini, Z merepresentasikan impedansi yang dihasilkan dari interaksi *ortogonal* antara komponen horizontal medan magnet dan medan listrik, sesuai dengan temuan Nuraini (2017). Sehingga

karakteristik ini memungkinkan formulasi tensor impedansi yang spesifik untuk model bumi 1-D :

$$\mathbf{Z}_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & \mathbf{Z}_{xy} \\ -\mathbf{Z}_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (32)$$

Dimana $\mathbf{Z}_{xy} = -\mathbf{Z}_{yx} = \mathbf{Z}$.

Nilai *cagniard apparent resistivity* dari model bumi homogen yaitu :

$$\rho_{xy} = \rho_{yx} = \frac{1}{\omega \mu_0} |\mathbf{Z}|^2 \quad (33)$$

Lalu, untuk fase dari gelombang tersebut dirumuskan sebagai berikut :

$$\phi_{xy} = \phi_{yx} = \arg \mathbf{Z} \quad (34)$$

Pada struktur bumi yang homogen, di mana tahanan jenis hanya bervariasi dengan kedalaman (model 1-D), *phase* tensor impedansi menunjukkan karakteristik khusus. *Phase* tensor dalam kondisi ini berbentuk diagonal, dengan sumbu-sumbu komponen maksimum dan minimum yang memiliki nilai yang sama. Akibatnya, *elips phase* tensor yang terbentuk akan menyerupai lingkaran (Ramdhani dkk., 2017).

2. Impedansi Bumi Berlapis Horizontal

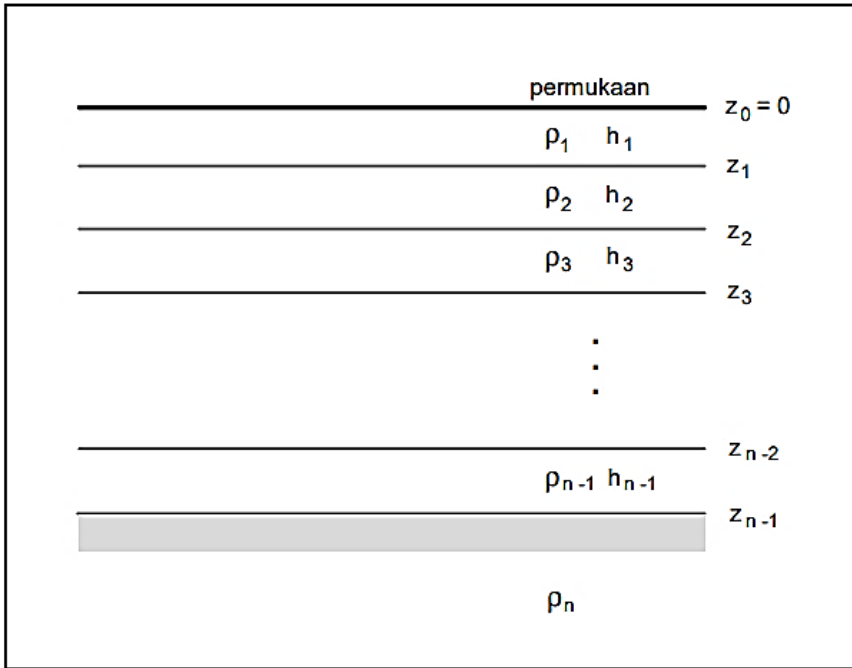
Solusi dari medan listrik dan medan magnet yang terkait dari Impendansi bumi homogen tampak bahwa amplitudo gelombang dari medan elektromagnetik diindikasikan terjadi pelemahan eksponensial terhadap kedalaman. Konsep "*skin depth*" dikenalkan sebagai parameter yang menggambarkan kedalaman pada medium homogen di mana amplitudo gelombang EM mengalami reduksi hingga mencapai fraksi 1/e dari amplitudonya di permukaan bumi. Secara matematis, e didefinisikan sebagai bilangan natural dengan nilai aproksimasi 2.718, di mana $\ln e = 1$. Formulasi kuantitatif untuk besaran ini akan dijabarkan selanjutnya, memberikan representasi yang lebih eksplisit terhadap fenomena atenuasi gelombang EM dalam medium konduktif.

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega \mu_0}} \quad (35)$$

Persamaan (35) merupakan representasi matematis yang penting dalam teori elektromagnetik. Persamaan ini menggambarkan kedalaman penetrasi atau *skin depth* (δ) dari gelombang elektromagnetik dalam medium konduktif. Dalam formulasi ini, ρ (rho) mewakili tahanan jenis medium, sebuah parameter kunci yang mencerminkan kemampuan material untuk menghambat aliran arus listrik. Sementara itu, ω (omega) adalah frekuensi angular dari gelombang elektromagnetik, yang berkaitan langsung dengan frekuensi f melalui hubungan $\omega = 2\pi f$. Komponen μ_0 (mu nol) merepresentasikan permeabilitas magnetik ruang hampa, sebuah konstanta fundamental dalam elektromagnetik. Struktur persamaan ini, dengan tahanan jenis di pembilang dan frekuensi di penyebut, menunjukkan bahwa

kedalaman penetrasi meningkat dengan naiknya tahanan jenis medium dan menurun dengan bertambahnya frekuensi gelombang. *Skin depth* merupakan parameter penting yang digunakan untuk memperkirakan sejauh mana gelombang elektromagnetik (EM) dapat menembus ke dalam suatu medium, atau yang dikenal sebagai kedalaman investigasi.

Dalam praktiknya, sering kali digunakan pendefinisian kedalaman efektif yang lebih kecil daripada *skin depth*, yaitu sebesar $\delta/\sqrt{2}$. Pada **Gambar 7**, ditampilkan kurva-kurva yang menggambarkan *skin depth* serta kedalaman efektif sebagai fungsi dari tahanan jenis medium dan frekuensi gelombang elektromagnetik. Berdasarkan persamaan (35) dan **Gambar 7**, terlihat bahwa dengan semakin meningkatnya tahanan jenis medium serta periode ($T = f^{-1}$) dari gelombang elektromagnetik, kedalaman investigasi juga akan semakin besar. Seperti yang telah dijelaskan sebelumnya, impedansi, yang diartikan sebagai perbandingan antara medan listrik (E) dan medan magnet (H), bergantung pada tahanan jenis medium atau batuan. Dengan demikian, impedansi yang dihasilkan dari dua pasangan komponen medan listrik dan medan magnet yang berbeda ($E_x H_y$ dan $E_y H_x$) sebagai fungsi dari periode, memberikan informasi tentang tahanan jenis suatu medium berdasarkan kedalamannya. Berdasarkan prinsip ini, metode *AMT sounding* dilakukan dengan merekam variasi medan listrik dan medan magnet pada beberapa periode tertentu. Apabila tahanan jenis hanya bervariasi terhadap kedalaman, model yang digunakan untuk merepresentasikan kondisi ini adalah model satu dimensi (1D). Pada umumnya, model ini terdiri dari beberapa lapisan horizontal, di mana setiap lapisan memiliki tahanan jenis yang konstan atau homogen isotropis (model bumi berlapis horizontal). Dalam hal ini, parameter model yang digunakan adalah tahanan jenis dan ketebalan masing-masing lapisan, dengan lapisan terakhir berupa medium homogen (Wachisbu dan Santosa, 2015).



Gambar 7. Model 1-D yang terdiri dari n - lapisan horisontal homogen (bumi berlapis horizontal). Parameter model adalah tahanan-jenis (ρ) dan ketebalan (h) tiap lapisan, lapisan terakhir adalah *half-space* dengan ketebalan tak berhingga (Grandis dkk., 2002).

Pengakplikasiannya berupa kurva *sounding* yang menggambarkan variasi tahanan jenis medium sebagai fungsi kedalaman sebenarnya merupakan kurva tahanan jenis semu serta fase yang berhubungan dengan fungsi periode. Untuk medium dengan variasi tahanan jenis yang terjadi secara lateral, diperlukan resolusi yang lebih tinggi dengan menggunakan persamaan *Maxwell* yang diterapkan pada model 2-D atau 3-D. Dalam kasus bumi yang berlapis horizontal, variasi nilai horizontalnya terjadi seiring dengan berubahnya tingkat kedalaman, namun tetap berada dalam satu arah horizontal. Arah sumbu x atau y yang sejajar dengan arah *strike* akan menghasilkan kondisi di mana $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ tetapi $Z_{xy} = -Z_{yx} \neq 0$ al ini membuat tensor impedansi dapat direpresentasikan sebagai :

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (36)$$

Pengukuran dengan arah koordinat yang digunakan tidak terbatas pada satu sistem koordinat tertentu dan bisa disesuaikan (Nuraini, 2017). Setelah pengukuran dilakukan, data yang sudah terkumpul dan nilai impedansinya telah dihitung (Laksono, 2018). Selanjutnya, matriks impedansi ini dapat dirotasi secara numerik, seakan-akan pengukurannya dilakukan dengan sistem koordinat yang sejajar atau tegak lurus dengan arah *strike*. Pada kasus dua dimensi (2-D), situasinya menjadi

lebih kompleks, namun jika $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ (yang terjadi ketika pengukuran dilakukan sejajar atau tegak lurus terhadap *strike*), hanya akan ada dua komponen impedansi yang tetap *independent*, yaitu Z_{xy} dan Z_{yx} (Wachisbu dan Santosa, 2015).

Konsep tensor impedansi pada bumi horizontal yaitu :

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (37)$$

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = ZTE \quad (38)$$

$$Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} = ZTM \quad (39)$$

Z_{xy} dikenal sebagai mode TE (*Transverse Electric*) dan Z_{yx} disebut mode TM (*Transverse Magnetic*), dari dua mode tersebut didapatkan dari penerapan persamaan tahanan jenis semu sebagai berikut,

$$\rho_{a(xy)} = \rho_{a(TE)} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}|^2 \quad (40)$$

$$\rho_{a(yx)} = \rho_{a(TM)} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{yx}|^2 \quad (41)$$

Struktur bumi 2-D, *Phase tensor* memiliki komponen diagonal dengan nilai *skew angle* $\beta = -3 \leq \beta \leq 3$). Oleh karena itu, arah sumbu utama dari tensor fase ini bergantung pada α_p , meskipun nilai komponen sumbu maksimum dan minimum tetap berbeda.

Apabila medium bawah permukaan telah berhasil direpresentasikan dengan pendekatan model 2-D, maka pengukuran dapat dilakukan dengan menggunakan arah koordinat yang sesuai dengan yang dipilih (Murdani, 2017). Matriks impedansi juga dapat dirotasikan secara numerik, sehingga pengukuran seolah tampak dilakukan dengan koordinat yang sejajar atau tegak lurus terhadap arah *strike* (Mashila N., 2021).

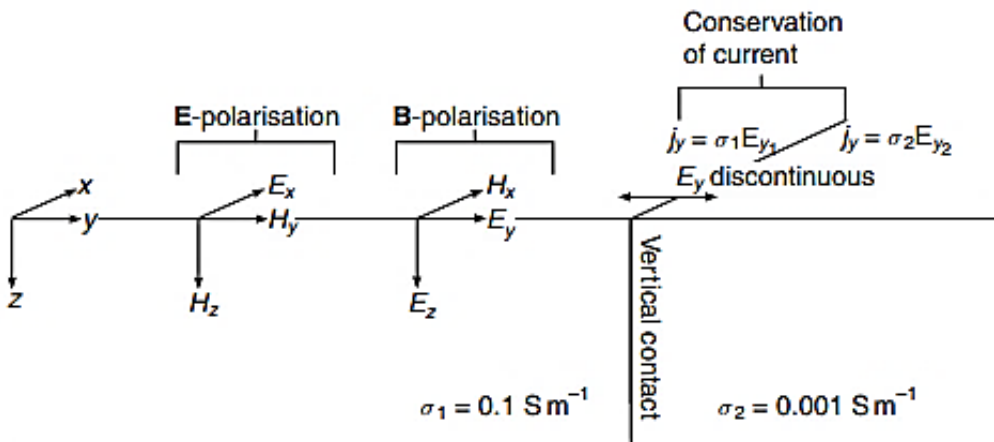
1.3.13 Polarization Mode

1. Mode TE (*Transverse Electric*)

Dalam mode TE, komponen yang menunjukkan pada bidang arah sumbu y dan sumbu z hanya terdiri dari komponen magnetik, sedangkan komponen medan listrik sejajar dengan arah struktur utama (Unsworth, 2008). Pada mode ini, arus listrik tidak akan melintasi batas antara dua daerah dengan nilai tahanan jenis yang berbeda. Oleh karena itu, komponen E_x akan tetap kontinu terhadap bidang sumbu y demikian juga dengan komponen medan magnetik yang akan tetap kontinu terhadap bidang sumbu y karena karakteristik ini, mode TE sangat cocok digunakan untuk analisis dalam satu dimensi.

2. Mode TM (Transverse Magnetic)

Pada mode ini, komponen yang menunjukkan bidang arah sumbu y dan sumbu z hanya terdiri dari komponen medan listrik, sedangkan komponen medan magnet tetap sejajar dengan arah struktur utama (Unsworth, 2008). Pada mode TM, arus listrik akan melewati batas antara dua area yang memiliki perbedaan tahanan jenis batuan. Dalam mode ini, selain terjadi fenomena efek konduktif seperti pada mode TE, juga terjadi efek lain yaitu efek statis yang diakibatkan oleh heterogenitas tahanan jenis batuan pada medium yang terkait. Akibat efek statis ini, muatan-muatan listrik terkumpul pada batas-batas medium tersebut, yang mengakibatkan nilai tahanan jenis batuan semu pada frekuensi rendah. Penggunaan metode AMT dilakukan dengan dua mode pengukuran utama : *Transverse Electric* (TE) dan *Transverse Magnetic* (TM). Mode TE dicirikan oleh komponen medan listrik yang berorientasi searah terhadap arah *strike* (sumbu x), sementara komponen medan magnetik berada pada bidang y dan z. Pada mode TE ini, medan listrik yang melewati sepanjang sumbu x (E_x) dapat berasosiasi dengan proses kontinu pada sumbu x. Fenomena ini disebabkan oleh keselarasan medan listrik dengan *interface* vertikal (*strike*), yang mengakibatkan mode TE memiliki keunggulan dalam melakukan pemetaan lapisan secara lateral terhadap struktur konduktif. Sebaliknya, modus TM memiliki konfigurasi dimana komponen medan magnet berorientasi searah dengan arah *strike* (sumbu x), sedangkan komponen medan listrik terdistribusi pada bidang y dan z. Dalam mode ini, medan listrik yang merambat sepanjang sumbu y (E_y) mengalami diskontinuitas. Hal ini merupakan disebabkan dari variasi konduktivitas yang terjadi akibat adanya kontak vertikal (*strike*) pada sumbu x. Maka dari itu, modus TM memiliki keterbatasan dalam melakukan pemetaan lateral terhadap anomali atau lapisan konduktif. Visualisasi kedua mode pengukuran AMT ini dapat dilihat pada **Gambar 8** (Simpson dan Bahr, 2005).



Gambar 8. Sketsa mode TE dan TM (Simpson dan Bahr, 2005).

Pada mode TE komponen medan elektromagnetik yang bervariasi (E_x , H_y , dan H_z) memenuhi persamaan berikut :

$$\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \hat{y}E_x \quad (42)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -\hat{z}H_y \quad (43)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial y} = \hat{z}H_z \quad (44)$$

Sedangkan pada mode TM komponen medan elektromagnetik yang bervariasi (H_x , E_y , dan E_z) memenuhi persamaan sebagai berikut :

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = \hat{z}H_x \quad (45)$$

$$\frac{\partial H_x}{\partial z} = \hat{y}E_y \quad (46)$$

$$\frac{\partial H_x}{\partial y} = -\hat{y}E_z \quad (47)$$

Modus TE pada gambar dapat dijelaskan bahwa modus ini mempunyai perambatan arus yang sejajar dengan arah strike x . Pada modus ini terdapat tiga komponen elektromagnetik E_x, B_y, B_z dituliskan dalam persamaan sebagai berikut :

$$\partial y E_x = i\omega B_z \quad (48)$$

$$\partial z E_x = -i\omega B_y \quad (49)$$

$$\partial y B_z = \sigma \mu E_x \quad (50)$$

Pada polarisasi E akan lebih baik penggambarannya pada arah vertikal dibanding dengan modus polarisasi B . Hal ini dikarenakan modus polarisasi E memiliki komponen B_z .

Mode TM atau polarisasi B mempunyai aliran arus yang tegak lurus dengan arah strike x . Pada modus ini terdapat tiga komponen elektromagnetik yakni E_z, E_y, B_x yang dijabarkan sbagai berikut :

$$\partial y B_x = \sigma \mu_0 E_z \quad (51)$$

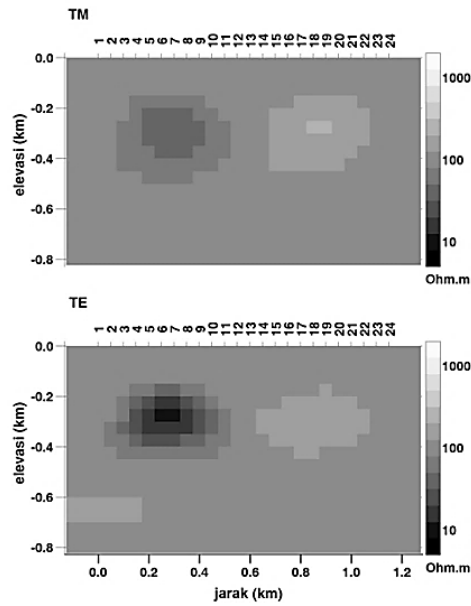
$$-\partial z B_x = \sigma \mu_0 E_y \quad (52)$$

$$\partial y E_z - \partial z E_y = i\omega B_x \quad (53)$$

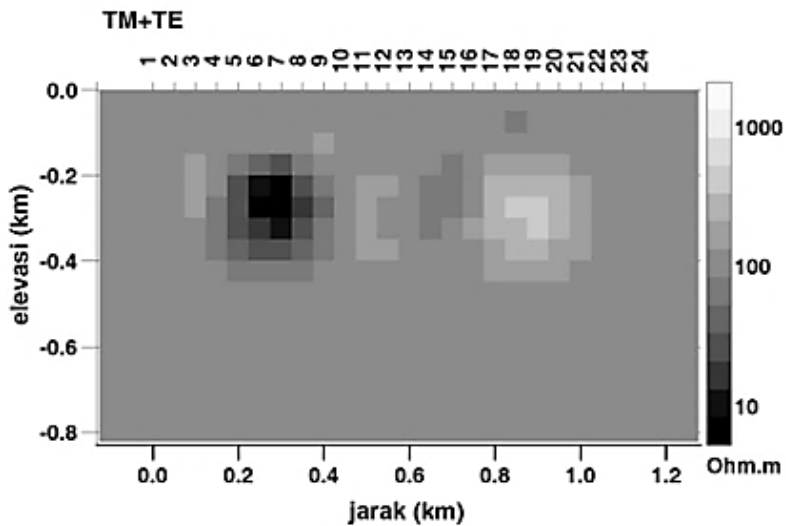
Modus TM mempunyai karakteristik penggambaran lateral yang lebih baik daripada modus TE. Hal ini dikarenakan modus ini memiliki komponen B_x .

Pada polarisasi TE, terlebih dahulu dilakukan perhitungan medan listrik E_x pada *grid* dan hasilnya kemudian digunakan untuk memperkirakan H_y melalui

pendekatan diferensiasi secara numerik Hal yang sama dilakukan untuk polarisasi TM. Data TE dan TM saling melengkapi, sehingga model inversi relatif lebih jelas (Grandis, 2009). Hal tersebut akan diperlihatkan pada **Gambar 9** dan **Gambar 10** sebagai berikut :



Gambar 9. Hasil Pemodelan Inversi 2D Data Sintetik *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) Komponen TM (atas) dan TE (bawah) (Grandis, 2009).

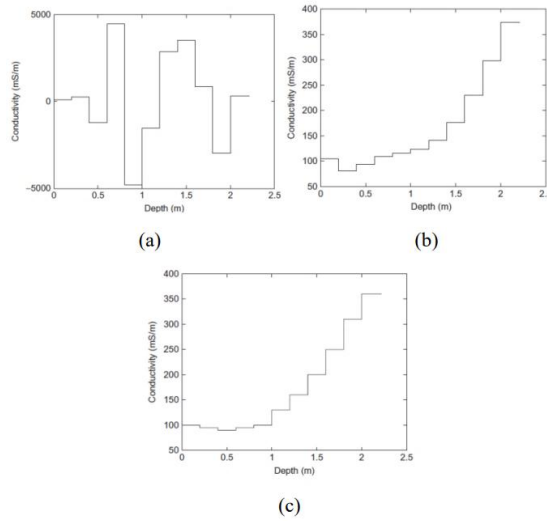


Gambar 10. Hasil Pemodelan Inversi 2D Data Sintetik *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) yang merupakan Gabungan Antara Komponen TM dan TE (Grandis, 2009).

1.3.14 Teori Inversi

Tahap inversi merupakan proses pengolahan data lapangan yang menggabungkan teknik penyelesaian matematika dan statistik untuk memperoleh distribusi sifat fisik bawah permukaan. Analisis data lapangan dilakukan dengan mencocokkan kurva antara model matematika dan data lapangan. Kecocokan antara hasil respon model dengan data observasi dinyatakan dalam ukuran *misfit*. Proses inversi ini erat kaitannya dengan pemodelan ke depan (*forward modelling*), yaitu suatu langkah yang menghasilkan respon data berdasarkan parameter model yang digunakan. Pemodelan inversi pada dasarnya adalah mekanisme yang secara otomatis memodifikasi model untuk mencapai kecocokan yang lebih baik antara data perhitungan dan data pengamatan. Proses ini juga dikenal sebagai data *fitting*, karena tujuannya adalah untuk menemukan parameter model yang menghasilkan respons yang sesuai dengan data pengamatan (Grandis, 2009). Inversi data elektromagnetik umumnya tidak menghasilkan solusi yang unik, tetapi penggunaan sebuah model untuk menginterpretasikan suatu data pengamatan juga tidak dapat dihindarkan. Permasalahan lain adalah perubahan kecil pada data pengamatan menyebabkan perubahan yang besar pada parameter hasil inversi serta memperpanjang proses iterasi. Dengan kata lain, parameter hasil inversi sangat tergantung kepada harga parameter estimasi awal. Untuk mengatasi permasalahan, diperlukan suatu bentuk lain metode inversi yang hasilnya tidak tergantung kepada harga estimasi awal.

Salah satu metodenya adalah *occam* dengan memanfaatkan tingkat kekasaran model (*Roughness*). Inversi *Occam* 1 dimensi membutuhkan nilai parameter model sebagai model awal berupa nilai tahanan jenis dan kedalaman. Kemudian data yang diperoleh dari inversi *Occam* dibandingkan dengan hasil pengukuran di lapangan sebagai parameter pendekatan model dengan data lapangan. Untuk membuat penyebaran tahanan jenis terhadap ke dalam dengan melihat iterasi terakhir yang dilakukan (Lestari dan Irfan, 2020).



Gambar 11. Perbandingan Hasil Pemodelan 1D Metode *Non-Linear*, *LM Solution* dan *Occam* (Aster dkk., 2005).

Gambar 11 Perubahan kecil pada data observasi dapat menyebabkan perubahan signifikan pada parameter hasil inversi dan memperpanjang proses iterasi. Akibatnya, parameter hasil inversi sangat bergantung pada nilai estimasi awal parameter. Metode Inversi *Occam* adalah salah satu teknik inversi yang memanfaatkan tingkat kekasaran model, sehingga hasilnya tidak bergantung pada estimasi awal (Aster dkk., 2005). Metode *Occam* merupakan hasil pengembangan dari metode *Levenberg – Marquardt* dengan menambahkan parameter delta untuk smoothing berdasarkan regulasi Tikhonov orde 1 :

$$L = \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ -1 & 1 \\ & -1 & 1 \\ & & \dots \\ & & -1 & 1 \end{bmatrix}_{m \times n} \quad (54)$$

Sehingga parameter model menjadi :

$$\hat{d} = d - g(m_n) + J_n m_n \quad (55)$$

$$m_{n+1} = [J_n^T J_n + \alpha^2 L^T L]^{-1} J_n^T \hat{d} \quad (56)$$

Fungsi dari inversi *Occam* adalah :

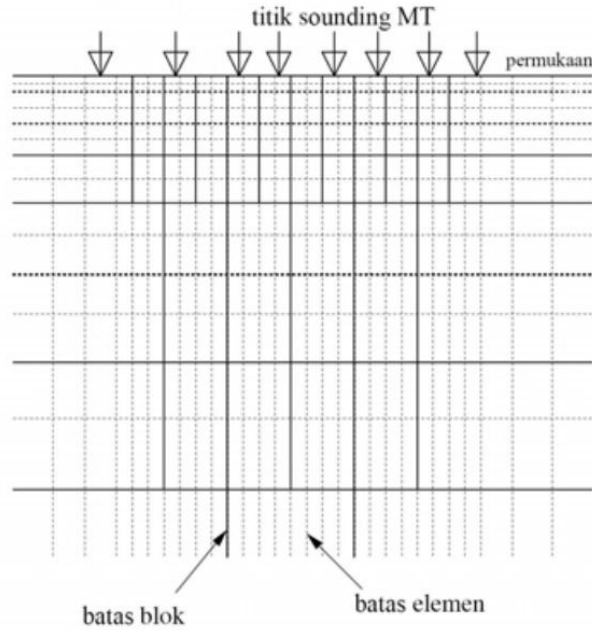
$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2 \quad (57)$$

$$R_2 = \sum_{i=2}^N (m_{i+1} - 2m_i - m_{i-1})^2 \quad (58)$$

Roughness, R1 dan R2 merepresentasikan fungsi kekasaran dengan tingkat kompleksitas yang berbeda, di mana R1 menunjukkan orde pertama dan R2 orde kedua. Parameter m mengindikasikan nilai tahanan jenis, sementara m_i berkorelasi dengan nilai n . Observasi menunjukkan bahwa peningkatan orde pada fungsi *roughness* berbanding terbalik dengan besaran *error* yang dihasilkan. Pada pemodelan *Occam* 1D memerlukan inisialisasi parameter model, yang mencakup estimasi model nilai awal dari tahanan jenis, kedalaman, atau jumlah lapisan. Proses ini dieksekusi melalui komputasi menggunakan *Software WinGLink*. Untuk menyelesaikan model 1D dalam algoritma inversi *Occam* (Constable & Parker 1987) :

$$\mathbf{m}_{n+1} = [\mu \partial^T \partial + (\mathbf{WJ}_n)^T \mathbf{WJ}_n]^{-1} (\mathbf{WJ}_n)^T \mathbf{Wd}_n \quad (59)$$

Pada pemodelan 2D, ditemukan variasi nilai tahanan jenis terjadi pada arah lateral dan vertikal, di mana medium didiskritisasi menjadi blok-blok dengan geometri tetap, menjadikan nilai tahanan jenis sebagai parameter model untuk setiap blok. Ukuran blok tidak dibuat seragam untuk menggambarkan resolusi data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) yang menurun seiring bertambahnya jarak dan kedalaman dari titik pengamatan. Hal ini juga dilakukan untuk memastikan penerapan syarat batas dalam penyelesaian persamaan diferensial medan elektromagnetik (mode TE dan TM) secara numerik menggunakan metode beda hingga (*finite difference*). Hal yang bisa merepresentasikan kondisi bawah permukaan secara lebih realistis, digunakan model 2D di mana tahanan jenis bervariasi terhadap kedalaman (z) dan jarak dalam arah penampang atau profil (y), sehingga dinyatakan sebagai $r(y,z)$. Dalam model ini, tahanan jenis medium diasumsikan konstan sepanjang sumbu x , yang searah dengan jurus struktur (*strike*) (Grandis, 2009).



Gambar 12. Model 2D Dimensi yang didiskritkan dengan *Finite Difference* (Grandis, 2009).

Gambar 12 pendekatan dengan turunan *finite difference* didapatkan dengan memperkirakan dari perbedaan antara *neighboring points* pada suatu *grid* kotak. Kekurangan pada *finite difference* adalah tidak dapat menggambarkan topografi dengan baik karena hanya dapat membuat model dengan *grid* yang sama (Zakaria, 2013). Pemecahan masalah dalam pemodelan inversi 2D dilakukan dengan menggunakan algoritma *Non-Linear Conjugate Gradient* (NLCG), yang bertujuan mencari solusi model yang meminimalkan fungsi objektif ψ . Secara umum, fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model bersifat *non-linear*, sehingga pemodelan inversi data AMT memerlukan pendekatan 2D dengan persamaan dan algoritma penyelesaian inversi NLCG 2D. Persamaan umum untuk masalah inversi *non-linear* ini dapat dituliskan sebagai :

$$\mathbf{d} = \mathbf{F}(\mathbf{m}) + \mathbf{e} \quad (60)$$

Dimana $\mathbf{d} = [d^1, d^2, \dots, d^n]^T$ merepresentasikan vektor data, dengan setiap komponen d merupakan logaritma dari amplitudo atau fase tahanan jenis semu, sesuai dengan mode *Transverse Electric* atau *Transverse Magnetic*. Vektor model $\mathbf{m} = [m^1, m^2, \dots, m^n]^T$ menggambarkan parameter yang didefinisikan sebagai fungsi tahanan jenis $(m) = \log(\rho(x))$. Faktor *error* disimbolkan dengan ϵ , sementara $\mathbf{F}$ adalah fungsi yang mendeskripsikan pemodelan ke depan (*Forward Modeling*) (Grandis, 2009). Penyelesaian masalah inversi dengan metode *Tikhonov Regularization* bertujuan menemukan model yang meminimalkan fungsi objektif ψ , seperti yang dijelaskan oleh (Rodi, W., & Mackie, R., 2001) :

$$\psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{m} \mathbf{F})^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})) + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m} \quad (71)$$

$$\psi(\mathbf{m}) = \phi \mathbf{d} + \tau \phi \mathbf{m} \quad (72)$$

Disini, λ adalah parameter regularisasi yang bernilai positif, $\mathbf{V}$ merupakan matriks kovarian dari *error*, sedangkan $\mathbf{L}$ adalah operator turunan kedua dari *grid* blok model. *Laplacian* dari $\log \rho$ dinyatakan sebagai $\mathbf{Lm}$ dan $\mathbf{T}$ adalah operasi *transpose*. Dalam perangkat lunak *WinGLink* yang digunakan, parameter regularisasi merupakan input data yang menggunakan input data yang menggunakan simbol tau (τ) dengan definisi sebagai berikut :

$$\Phi = \Phi_d + \tau \Phi_m \quad (73)$$

Dimana Φ merupakan fungsi objektif yang digunakan, Φ_d adalah fungsi objektif yang berkaitan dengan data, τ adalah parameter regularisasi, dan Φ_m adalah fungsi objektif yang berkaitan dengan model. Upaya menggambarkan kondisi bawah permukaan secara lebih realistis, digunakan model 2D dengan nilai tahanan jenis yang bervariasi terhadap kedalaman (z) dan jarak dalam arah penampang atau profil (y). Dalam konteks ini, tahanan jenis medium diasumsikan tidak bervariasi sepanjang sumbu x , yang searah dengan arah struktur (*strike*) (Rodi & Mackie, 2001). Pada kondisi 2D, persamaan medan elektromagnetik (EM) yang digunakan didefinisikan dalam dua jenis polarisasi : *Transverse Electric* (TE) dan *Transverse Magnetic* (TM) (Unsworth, 2008). Untuk polarisasi TE, medan listrik E_x dan medan magnet H_y berada sejajar dan tegak lurus terhadap arah struktur, dengan persamaan yang berlaku sebagai berikut :

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = i\sigma\mu_0\omega E_x \quad (74)$$

$$H_y = -\frac{1}{i\sigma\mu_0\omega} \frac{\partial^2 E_x}{\partial z} \quad (75)$$

Sedangkan untuk polarisasi TE, medan listrik E_x dan medan magnet H_y juga berada sejajar dan tegak lurus terhadap arah struktur, dengan persamaan yang berlaku sebagai berikut :

$$\frac{\partial}{\partial y} \left[\rho \frac{\partial H_z}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial H_z}{\partial z} \right] = i\sigma\mu_0\omega H_x \quad (76)$$

$$E_y = \rho \frac{\partial H_x}{\partial y} \quad (77)$$

Dimana $1/\rho = \sigma$, σ merupakan konduktivitas medium dan ρ adalah tahanan jenis, $\omega = 2\pi f$, f adalah frekuensi, μ_0 adalah permeabilitas ruang hampa. Dalam pemodelan 2D AMT, medan elektromagnetik gelombang bidang (*plane wave*) dapat diambil dari superposisi medan potensial E (mode TE) dan medan polarisasi H (mode TM), masing-masing dengan komponen (E_x , H_y , H_z) dan (H_x , E_y , H_z) (Unsworth, 2008).

1.3.15 Pemodelan dan Interpretasi data

Dalam disiplin geofisika, model dan parameter model digunakan untuk menggambarkan kondisi geologi bawah permukaan. Proses pemodelan merupakan langkah estimasi model serta parameter-parameter terkait berdasarkan data yang diperoleh dari observasi di permukaan bumi. Dalam beberapa literatur, istilah model tidak hanya mengacu pada representasi kondisi geologi melalui besaran fisik, tetapi juga mencakup hubungan matematis atau teoritis antara parameter model dengan respon yang dihasilkan dari model tersebut (Grandis, 2009).

Pemodelan dalam geofisika dibagi menjadi dua jenis, yaitu pemodelan kedepan (*forward modelling*) dan pemodelan inversi (*inverse modelling*). Pemodelan kedepan merupakan proses perhitungan data teoritis yang diperkirakan dapat diamati di permukaan bumi apabila parameter model bawah permukaan sudah diketahui. Proses ini menggunakan persamaan matematika yang diturunkan dari prinsip-prinsip fisika yang menjelaskan fenomena yang sedang dianalisis. Pada pemodelan data geofisika, tujuan utama adalah menemukan model yang mampu menghasilkan respon yang sesuai atau sebanding dengan data hasil observasi atau pengukuran di lapangan. Dengan demikian, model tersebut dianggap mampu merepresentasikan kondisi bawah permukaan di lokasi pengukuran. Persamaan pemodelan kedepan ini dapat dirumuskan dalam bentuk linier (60) maupun non-linier (61).

$$d = Gm \quad (60)$$

$$d = G(m) \quad (61)$$

Persamaan $d = Gm$ dan $d = G(m)$ menunjukkan dua pendekatan yang berbeda dalam memodelkan hubungan antara data pengukuran dan parameter model geofisika. Persamaan $d = Gm$ menggambarkan hubungan linier, di mana data pengukuran d berbanding lurus dengan parameter model m melalui operator G . Operator G dalam konteks ini berperan sebagai konstanta atau matriks linier yang memetakan parameter model langsung ke data. Persamaan $d = G(m)$ menggambarkan hubungan non-linier, di mana G adalah fungsi dari parameter model m , menunjukkan bahwa data pengukuran d tidak memiliki hubungan linier sederhana dengan parameter model. Persamaan ini digunakan dalam kasus di mana interaksi fisik lebih kompleks, misalnya dalam pemodelan elektromagnetik atau perambatan gelombang melalui medium yang tidak seragam. Dalam situasi ini, perubahan kecil pada parameter model m mungkin tidak menyebabkan perubahan yang seimbang pada data d . Oleh karena itu, pemodelan non-linier sering kali membutuhkan pendekatan iteratif atau solusi numerik untuk memecahkan persamaan.

Dimana,

d : matriks data

m : matriks paramter model

G : matriks yang menghubungkan d dan m

Pemodelan inversi merupakan sebagai "kebalikan" dari pemodelan ke depan, karena dalam metode ini, parameter-parameter model dihasilkan langsung dari data lapangan. Secara prinsip, pemodelan inversi bekerja dengan membalik proses pemodelan ke depan, di mana prediksi yang dihasilkan oleh model diproyeksikan ke belakang untuk menyesuaikan dan mengekstraksi parameter yang paling sesuai dengan data aktual. Dalam konteks ini, persamaan yang mendeskripsikan proses pemodelan inversi mengacu pada pencarian solusi optimal dari sekumpulan data pengukuran untuk memperoleh representasi model yang sesuai dengan fenomena yang sedang dikaji sebagai berikut :

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d} \quad (61)$$

Dengan $\mathbf{G}^{-1}$ merupakan inversi dari matriks data kernel

Model yang diperoleh melalui pemodelan inversi memiliki sifat yang tidak unik. Ketidakunikan solusi dalam pemodelan geofisika dapat disebabkan oleh tiga faktor utama. Pertama, karakteristik fisik dari fenomena yang dianalisis memungkinkan adanya beberapa model yang memberikan hasil serupa. Kedua, keberadaan kesalahan atau gangguan (*noise*) pada data mempengaruhi keakuratan solusi yang dihasilkan. Ketiga, keterbatasan data yang tersedia sering kali tidak memadai untuk sepenuhnya mengendalikan atau mendefinisikan solusi secara pasti (Grandis, 2009).

A. Parameter Model

Parameter model merupakan nilai numerik yang diinginkan dan ditentukan melalui proses estimasi, dengan besarnya bergantung pada jenis kasus yang dianalisis. Simbol yang digunakan untuk merepresentasikan parameter model adalah $\mathbf{m}$, sementara jumlah parameter yang akan diestimasi disebut sebagai M .

B. Data

Data adalah hasil observasi atau pengukuran yang bertujuan untuk menentukan parameter model yang diinginkan. Simbol untuk mewakili data adalah $\mathbf{d}$, dengan jumlah total data yang digunakan dinyatakan sebagai N .

C. Model

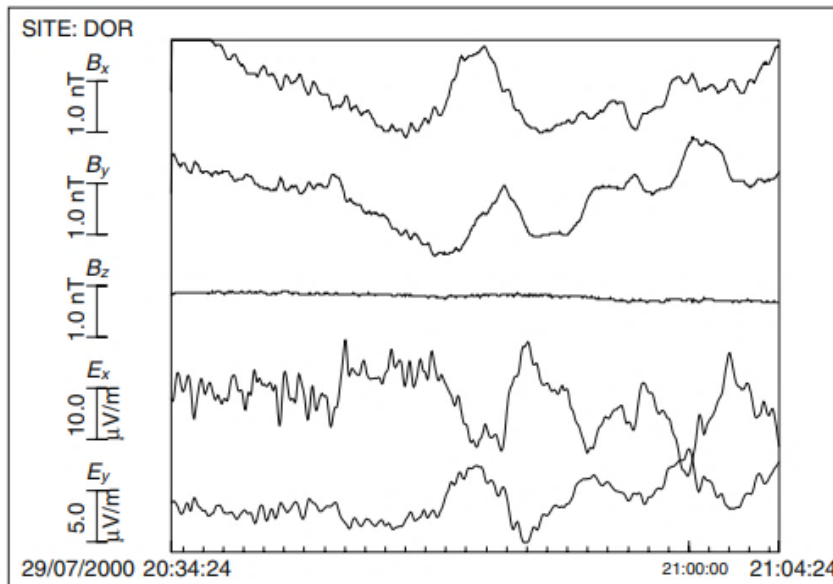
Model merupakan representasi matematis yang menggambarkan keterkaitan antara parameter model, data yang diperoleh, serta variabel-variabel lain yang mendukung analisis tersebut. Pemodelan dan interpretasi dalam metode AMT mempunyai serangkaian tahap pemrosesan dan pemodelan yang harus dilaksanakan secara terstruktur untuk menghasilkan data serta model dengan nilai *error* yang seminimal mungkin. Umumnya, tahap-tahap yang perlu dilakukan meliputi *Fast Fourier Transform* yang berfungsi mengonversi data dari domain waktu (*time series*) ke domain frekuensi (*frequency domain*), *robust processing* yang digunakan untuk mengidentifikasi atau mengurangi data yang terpengaruh oleh *noise* melalui metode statistik, serta metode *Non-Linear Conjugate Gradient* (NLCG) yang digunakan untuk inversi 2D (Simpson & Bahr, 2005).

1. Time Series Processing

Transformasi *Fourier* merupakan suatu metode matematika yang memungkinkan perubahan sinyal dari domain waktu ke domain frekuensi. Transformasi ini hanya berlaku untuk fungsi yang bersifat kontinu (Simpson dan Bahr, 2005). Transformasi *Fourier* dijelaskan dengan persamaan sebagai berikut :

$$x(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cdot e^{-ik\omega t} dt \quad (62)$$

Dimana $x(t)$ adalah sinyal input dalam bentuk *time series* dan $x(\omega)$ merupakan hasil transformasi dalam spektra dengan $\omega = 2\pi f$.



Gambar 13. Ilustrasi dari bentuk sinyal data *time series* MT (Simpson dan Bahr, 2005).

Pada **Gambar 13** merupakan proses Pengolahan data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) dengan menggunakan analisis deret waktu (*time series*) telah terbukti dapat meningkatkan kualitas data secara signifikan. Tahapan utama dalam metode ini melibatkan transformasi data dari domain waktu ke domain frekuensi, yang dilakukan melalui penerapan transformasi *Fourier* (Peacock, 2012).

2. Robust Processing

Proses *robust* merupakan metode statistik dalam pengolahan data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) yang bertujuan untuk mengurangi data-data yang dianggap menyimpang dari pola utama (*outlier*). *Outlier* merupakan data dengan nilai yang sangat berbeda dibandingkan dengan nilai rata-rata. Untuk mengurangi pengaruh *outlier* pada analisis regresi, data yang menyimpang diberi bobot yang lebih rendah dibandingkan dengan data yang mendekati rata-rata. Metode ini juga digunakan

dalam perhitungan impedansi, tahanan jenis, dan fase. *Robust processing* berfungsi sebagai filter awal untuk mengeliminasi gangguan (*noise*) pada data magnetotellurik. Umumnya, data yang jauh dari rata-rata dianggap sebagai *noise*. Hasil dari proses ini biasanya berupa grafik tahanan jenis semu (*apparent resistivity*) dan fase dalam domain frekuensi, dengan pola yang cenderung tidak teratur pada frekuensi rendah, sementara pada frekuensi tinggi data umumnya sudah lebih tertata (Simpson dan Bahr, 2005).

1.3.16 Prinsip Akuisisi Data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT)

Pengukuran *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT), prosedur dilakukan melalui dua tahapan, yaitu pengukuran medan listrik (Ex) dan medan magnet (Ey). Untuk pengukuran medan listrik (Ex), digunakan empat buah *porouspot* yang ditanam di dalam tanah, dengan dua *porouspot* diletakkan pada sumbu x (utara-selatan) dan dua lainnya pada sumbu y (timur-barat). Panjang kabel yang menghubungkan *porouspot* adalah 100 m, di mana setiap *porouspot* disambungkan dengan instrumen pengukur dan kabel tersebut ditempatkan di atas permukaan tanah tanpa tergantung, untuk memastikan akurasi pengukuran tahanan jenis batuan di bawah permukaan lokasi pengukuran. Pengukuran medan magnet, digunakan sensor magnetik yang disebut *Coil*. Pada pengukuran lapangan, tiga jenis *Coil* digunakan, yaitu *Coil Hx*, *Coil Hy*, dan *Coil Hz*. *Coil Hx* ditanam dengan orientasi kepala *Coil* menghadap ke selatan untuk mengurangi pergeseran, sementara *Coil Hy* ditanam dengan kepala *Coil* menghadap ke barat. Sedangkan *Coil Hz* diposisikan secara vertikal. *Coil-coil* ini ditempatkan secara berurutan dari kuadran 1 hingga 4. Setelah pemasangan telah sesuai juga bentangan dan layout lapangan dilakukan sudah tepat, lalu setiap kabel *porouspot* dan kabel *coil* kemudian dihubungkan ke instrumen untuk melaksanakan pengukuran. Proses pengukuran metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) membutuhkan waktu sekitar 2 jam. Setelah data lapangan terkumpul, *layout* yang sebelumnya dipasang kemudian dibongkar, dan pengukuran diulangi dengan metode serta tahapan yang sama tetapi pada lokasi titik yang berbeda.

a) *Main Unit*

Main unit berfungsi sebagai pusat kendali proses akuisisi, memungkinkan pengaturan berbagai parameter seperti interval *sampling*, durasi akuisisi, dan identifikasi stasiun pengukuran. Data yang terekam oleh sensor-sensor tersebut kemudian disimpan dalam sistem memori unit utama untuk analisis lebih lanjut.

b) *Porouspot*

Porouspot berperan krusial sebagai sensor medan listrik bumi. Mengingat medan listrik bumi tidak dapat diukur secara langsung, metode yang digunakan adalah pengukuran beda potensial antara dua titik. Nilai medan listrik kemudian diperoleh melalui perhitungan matematis dengan membagi beda potensial tersebut dengan jarak antar titik pengukuran, yang dapat diformulasikan sebagai :

$$E = \frac{V}{d} \quad (63)$$

Dimana :

- E*** : Medan Listrik (*Volt/m*)
V : Beda Potensial (*volt*)
d : Jarak antar 2 titik (*m*)

Implementasi *porouspot* dalam sistem pengukuran magnetotelurik bertujuan untuk memitigasi efek magnetisasi pada elektroda. Teknik yang umum diaplikasikan melibatkan pelapisan bagian inferior elektroda dengan komposisi *salty mud mixture*. Alternatif lain yang efektif adalah immersi elektroda dalam larutan AgCl, sesuai dengan rekomendasi (Simpson & Bahr 2005). Kedua metode ini terbukti efisien dalam meminimalisasi fenomena magnetisasi pada permukaan elektroda.

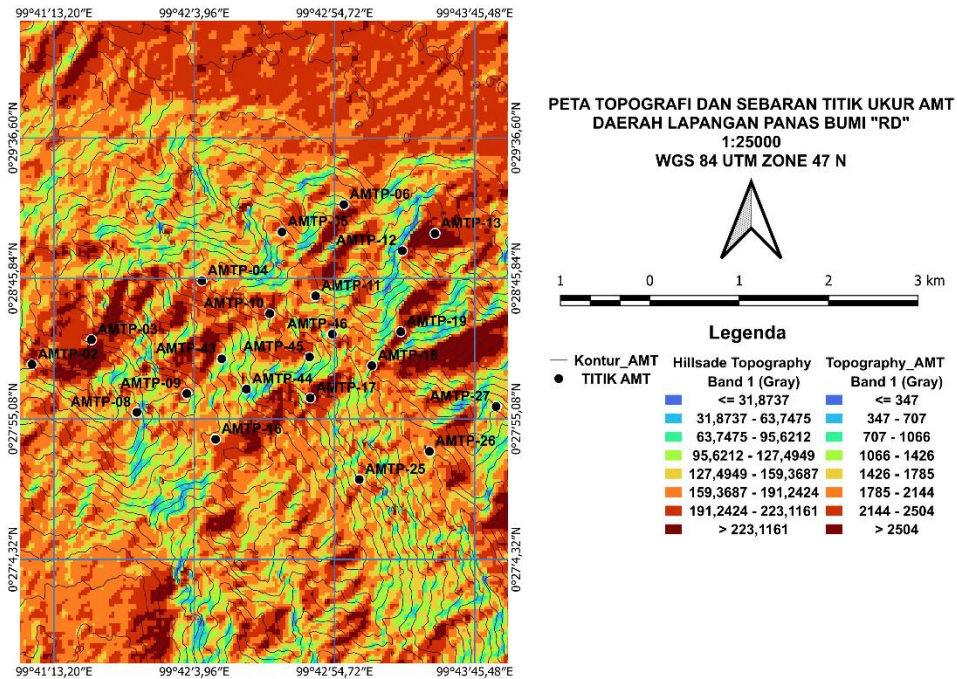
c) Coil

Konfigurasi dari instrumentasi *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT), *coil* berperan sebagai sensor medan magnet, mengaplikasikan prinsip dasar induksi elektromagnetik. Perangkat ini memiliki kapabilitas untuk mendeteksi komponen medan magnet pada orientasi *horizontal* (*Hx* dan *Hy*) serta vertikal (*H_z*). Struktur *coil* AMT terdiri dari kumparan tembaga yang presisi. Ketika *coil* terekspos medan magnet terrestrial, terjadi induksi arus listrik dalam kumparan. Sinyal arus ini kemudian diakuisisi oleh unit utama dan diinterpretasikan kembali sebagai representasi medan magnet (Simpson & Bahr, 2005).

BAB II METODE PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian

Secara administratif penelitian ini dilakukan pada lapangan panas bumi "RD", Kecamatan Gunung Tule, Kabupaten Pasaman Barat, Provinsi Sumatera Barat serta sebagian masuk Wilayah Kabupaten Mandailing Natal, Provinsi Sumatera Utara. (Gambar 14).



Gambar 14. Peta Topografi dan Lokasi Titik Ukur Lapangan Panas Bumi "RD".

2.2 Alat dan Bahan

2.2.1 Alat

1. Box *Main Unit* GDP-32 II
2. Baterai dan kabel baterai
3. Charger baterai
4. Kabel LAN
5. Antena GPS dan kabelnya
6. *Porouspot* dan kabelnya
7. Sensor/ *Coil* dan kabelnya
8. Laptop/PC
9. Memori USB
10. Kabel *Ground*
11. Kompas
12. *Waterpass*
13. *Analog Ohmeter*
14. Digital Voltmeter
15. Tenda
16. GPS Receive

2.2.2 Bahan

Bahan yang digunakan pada penelitian ini adalah data sekunder milik **Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara dan Panas Bumi (PSDMBP)** berupa data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) dengan format*.CAC (*Continuous Audio Count*) dengan jumlah data yang digunakan yaitu sebanyak 22 titik (AMTP-02, AMTP-03, AMTP-04, AMTP-05, AMTP-06, AMTP-08, AMTP-09, AMTP-10, AMTP-11, AMTP-12, AMTP-13, AMTP-16, AMTP-17, AMTP-18, AMTP-19, AMTP-25, AMTP-26, AMTP-27, AMTP-43, AMTP-44, AMTP-45, AMTP-46). Selain data tersebut, penelitian ini didukung oleh beberapa informasi mengenai manifestasi geokimia permukaan yang ada di sekitar lokasi penelitian dan data geologi sebagai data pendukung.

2.3 Perangkat Penelitian

Perangkat yang digunakan untuk pengolahan data dalam penelitian ini terdiri dari sebuah Laptop/PC yang dilengkapi dengan berbagai perangkat lunak khusus untuk pengolahan data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT). Perangkat lunak yang digunakan meliputi MTFT24, MTedit, Astatic, Winglink.

- **Mtft24** merupakan *software* yang digunakan dalam pengolahan data *time series* magnetotellurik yang diakuisisi menggunakan alat *Zonge GDP-32II* menjadi domain frekuensi melalui tranformasi *fourier*. Input data *time series* berupa file *.CAC dan setelah dilakukan transformasi fourier maka keluaran atau *output* berupa file *.fft.
- **MTedit** adalah *software* yang berfungsi untuk membaca koefisien transformasi *fourier* dari setiap stasiun pengukuran dari file *.fft yang didapat dari keluaran *software mtft24* kemudian mengkalkulasi impedansi rata-rata dan tahanan jenis semu (*apparent resistivity*) dari spektral data yang belum dirata-rata. *MTedit* mampu menampilkan hasil pengolahan data otomatis dari spektral data untuk impedansi rata-rata dalam bentuk grafik perubahan tahanan jenis semu terhadap frekuensi ataupun impedansi rata-rata yang dapat dilakukan *quality control* data (QC Data) dengan cara melakukan seleksi pada titik impedansi yang belum dirata-rata yang ditampilkan dalam bentuk grafik *Real* (Z) vs *Imaginer* (Z) dan $|H|$ vs *Coherence* pada tiap polarisasi dan frekuensi. Keluaran dari *software* MT Edit adalah file *.mtv
- **Astatic** merupakan *software* yang digunakan untuk melakukan koreksi statik baik secara otomatis maupun manual pada frekuensi tertentu berdasarkan nilai *apparent resistivity* setiap stasiun pengukuran, dalam pengolahan data ini metode statistika yang digunakan untuk koreksi statik adalah mencari median dari *apparent resistivity* dalam frekuensi yang sama pada setiap stasiun pengukuran.
- **Winglink** adalah hasil data dalam format *.edi yang diolah, kemudian dilakukan tahap pemodelan. Pada program *Winglink* ini dapat dilakukan pemodelan 2D berdasarkan profil lintasan yang ingin dimodelkan. Sebelum melakukan

pemodelan, terlebih dahulu membuat database dan mengimport data format *.edi kedalam *project* setelah itu baru dapat dilanjutkan ke tahap selanjutnya.

2.4 Prosedur Penelitian

Tahapan Kegiatan ini diawali dengan pengumpulan berbagai referensi ilmiah yang berkaitan dengan survei geologi, geokimia, dan geofisika. Survei geologi mencakup studi literatur dan investigasi lapangan. Studi literatur bertujuan untuk menghimpun dan menganalisis data dari penelitian terdahulu sebagai landasan dalam merancang kegiatan lapangan. Selain itu, dilakukan interpretasi struktur geologi berdasarkan citra satelit guna mendukung penyusunan kerangka kerja eksplorasi yang sistematis. Survei lapangan meliputi kegiatan observasi langsung, pengukuran, pengambilan sampel, dan pengolahan data. Observasi difokuskan pada identifikasi manifestasi panas bumi melalui karakteristik jenis, luasan, dan temperatur, serta pada analisis morfologi, persebaran satuan batuan, dan struktur geologi setempat. Survei geokimia berperan sebagai salah satu pendekatan dalam eksplorasi potensi panas bumi. Kegiatan ini didasarkan pada karakteristik manifestasi, konsentrasi senyawa kimia terlarut dan teradsorpsi dalam fluida panas yang diperoleh dari sampel air, serta distribusi anomali horizontal gas di tanah dan udara tanah pada kedalaman sekitar satu meter, yang menjadi indikator keberadaan sistem panas bumi. Parameter yang dianalisis mencakup sifat fisika dan kimia manifestasi, hasil analisis kimia air, serta kandungan merkuri (Hg) di tanah dan karbon dioksida (CO₂) pada udara tanah. Tahapan survei melibatkan pengukuran di lapangan, pengambilan sampel, analisis laboratorium, pengolahan data, dan interpretasi hasil. Survei geofisika dilaksanakan menggunakan metode *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT), yang bekerja dalam rentang frekuensi 0,1 Hz hingga 10 kHz. Metode ini termasuk dalam teknik eksplorasi elektromagnetik yang memanfaatkan pengukuran respons alamiah bumi terhadap medan elektromagnetik (EM) yang berasal dari sumber alami. Parameter yang diukur berupa medan listrik (E) dan medan magnet (H) yang direkam pada permukaan bumi, khususnya komponen horizontal dari kedua medan tersebut, untuk mengungkap karakteristik bawah permukaan berdasarkan variasi tahanan jenis.

2.5 Pengolahan Data

2.5.1 Pengolahan Data Software Mttft24

2.5.1.1 Input Data

Input data mentah pada *software* Mttft24 berupa TS (*time series*) dengan format. CAC. *Time series* ini bervariasi tergantung pada frekuensi dan *Band* yang digunakan. Pada pengukuran, terdapat tiga *Band* : *Band* 1 dengan rentang frekuensi 192Hz - 8192Hz, *Band* 2 dengan rentang 3Hz – 256Hz, dan *Band* 3 pada frekuensi 0.0938Hz – 8Hz.

2.5.1.2 Fast Fourier Transform (FFT)

Pengolahan data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) diawali dengan penggunaan perangkat lunak utama, yaitu Mttft24, yang berfungsi untuk mengonversi data *time series* menjadi data dalam domain frekuensi. Proses ini menghasilkan informasi berupa nilai tahanan jenis dan fasa pada setiap frekuensi dan band yang

digunakan selama akuisisi. Data *time series* mentah diimpor ke dalam Mttf24, di mana dilakukan *Fourier Frequency Transform* (FFT). Transformasi ini bertujuan untuk mengubah data sinyal mentah dari domain waktu menjadi domain frekuensi, sehingga memungkinkan analisis karakteristik gelombang elektromagnetik bawah permukaan berdasarkan variasi frekuensi.

Build MT database

Local Directory: D:\PROJECT GEOPHYSICS\AMT Pincurak\AMTP-02\

Remote Directory:

Select Ant Cal File: ☐ Use Ant Cal File

Select Brd Cal File: ☐ Use Brd Cal File

Setup: 1 of 1 ☒ Use this setup

Antenna frequency: 4.5700E-5 to 40960.0 hertz

Data acquired on: Year: 1999, Month: Jan, Day: 1

Channel Configuration

	Cmp	Station/Ant ID	Dipole Length...	Azimuth	Inclinati...	Gain
Ch 1	Ex	2.	60.000	0.0	0.0	1.000
Ch 2	Hy	3056.	Have AntCal	0.0	0.0	1.000
Ch 3	Ey	2.	100.00	0.0	0.0	1.000
Ch 4	Hx	3036.	Have AntCal	0.0	0.0	1.000

Output EM Cmp Orientation

X Azimuth: 0.0

Y Azimuth: 270.0

Z Positive: up

☒ Apply to all setups

Dipole Lengths in: m

☒ Apply to all setups

Fourier Coefficient File Format: Zonge *.fit

Check Synchronization

Time-Series	A/D Frq	T0 Offset	Offset Pnts
AMTP02_191	32	0.000E+0	0.00
AMTP02_192	32	0.000E+0	0.00
AMTP02_193	32	0.000E+0	0.00
AMTP02_194	32	0.000E+0	0.00

Apply T0 Offset

Edit FT Processing Controls

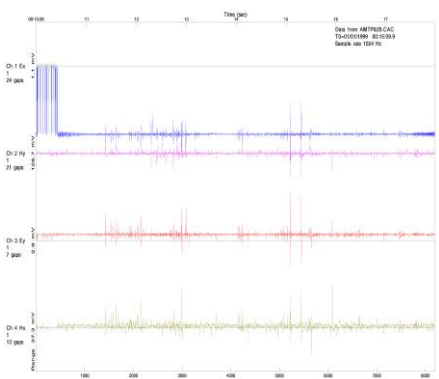
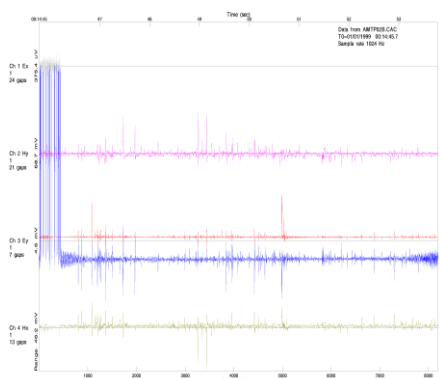
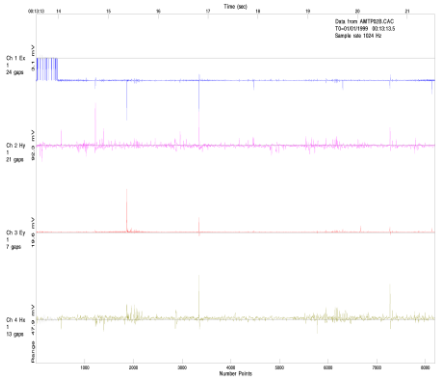
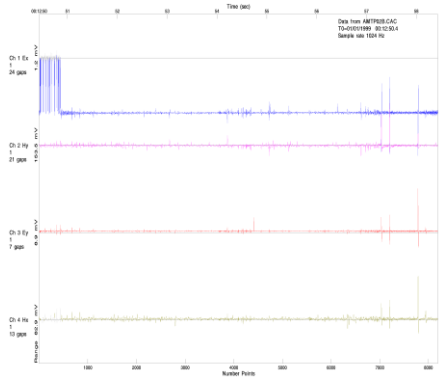
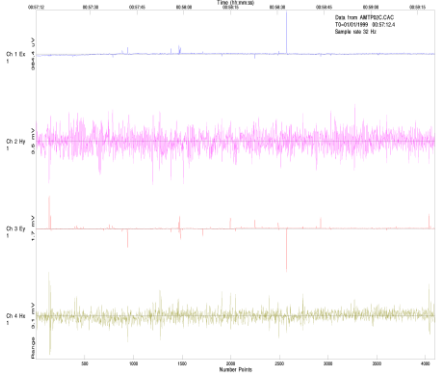
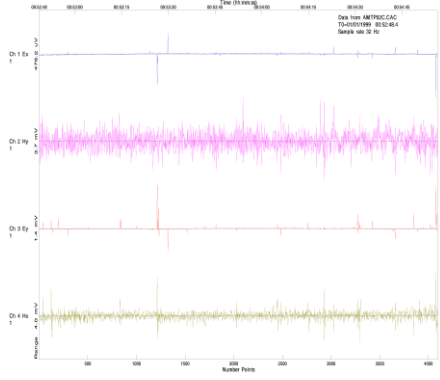
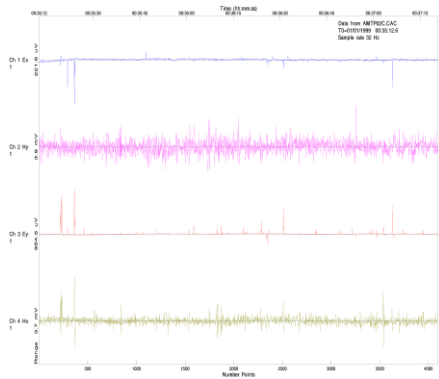
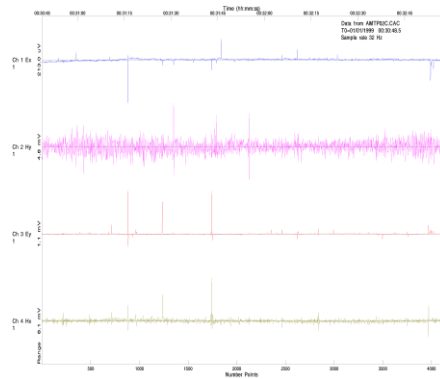
Process TS

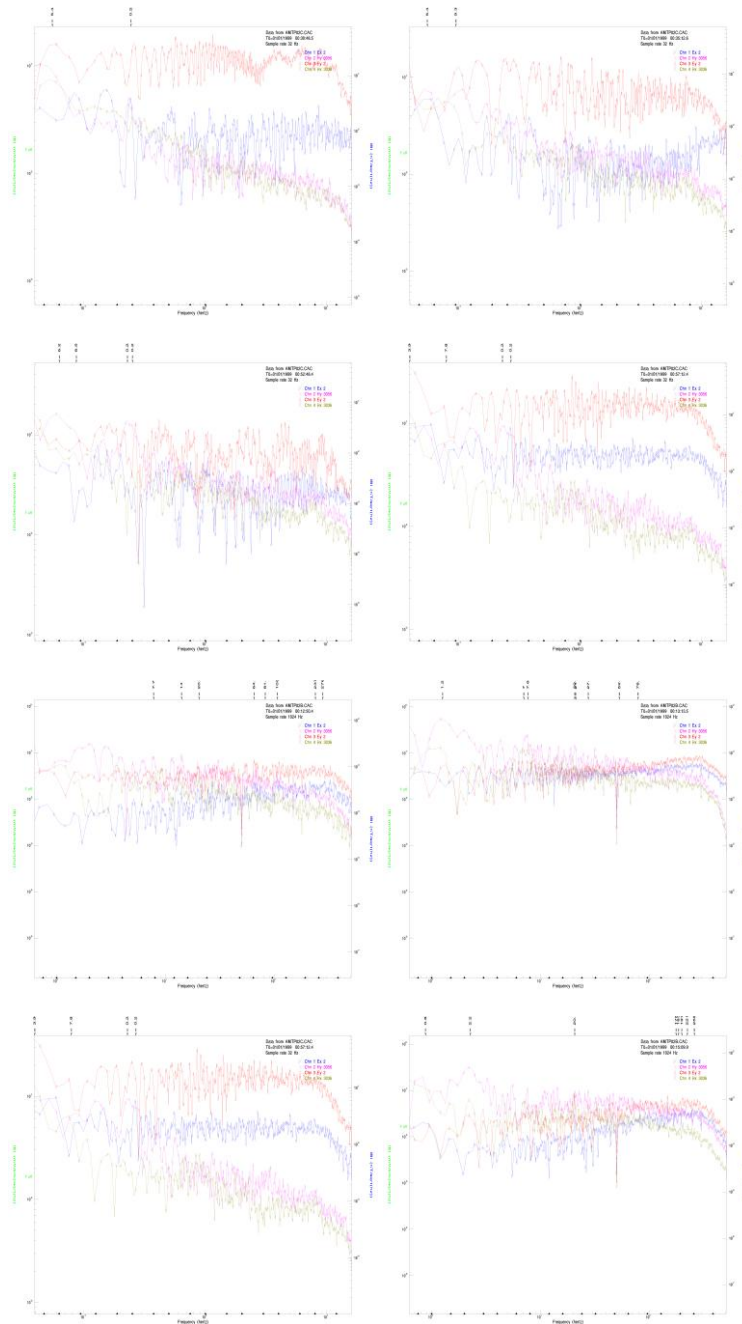
Review TS

Save Cfg

Cancel

(A)





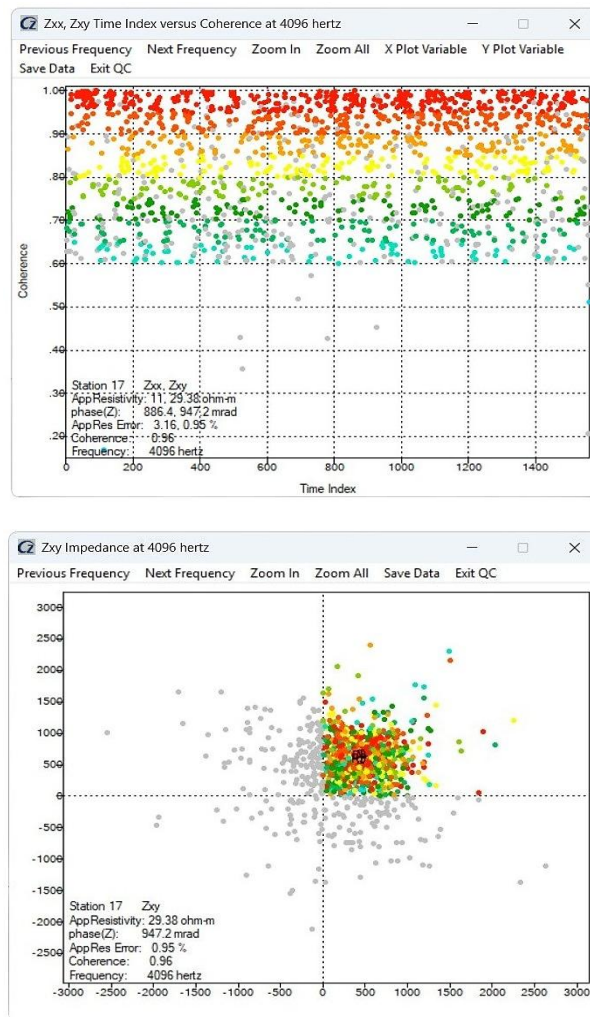
(B)

Gambar 15. (A) Parameter *time series* untuk proses *Fourier Frequency Transform* (FFT) dan **(B)** Contoh data mentah yang diambil oleh alat GDP-SN32II pada proses akusisi data *Audio-Frequency Magnetotelluric* (AMT) dan proyeksi data spectra density plotnya.

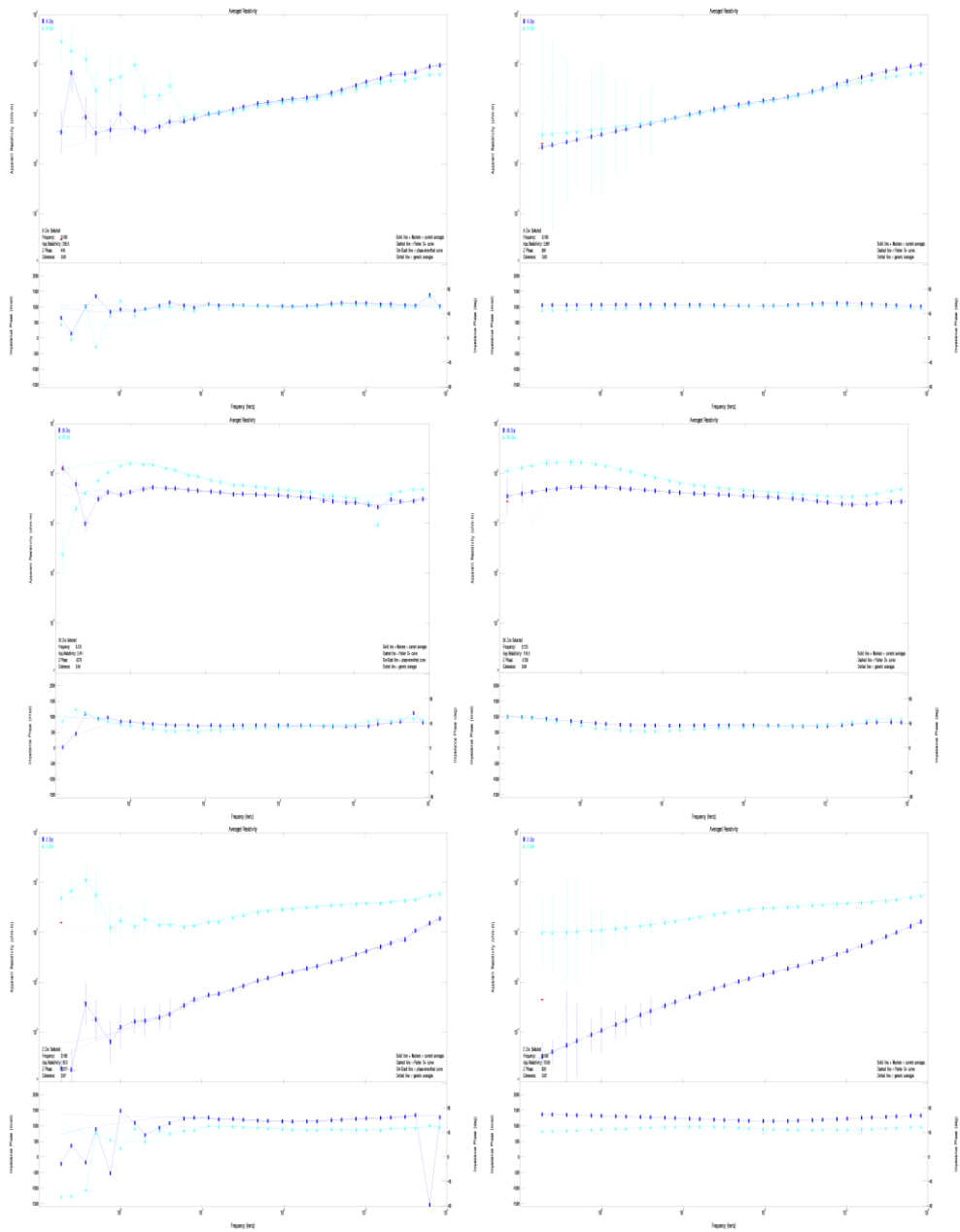
2.5.2 Pengolahan Data Software MTedit

2.5.2.1 Cross Power Selection

Perangkat lunak MTedit digunakan untuk memvisualisasikan kurva impedansi semu (Z_{xy} dan Z_{yx}) dari data lapangan dalam bentuk tahanan jenis terhadap frekuensi. Selain itu, perangkat lunak ini juga menyediakan fitur *Cross Power Selection* yang digunakan dalam proses *editing* atau *quality control (QC)* data untuk menghilangkan gangguan (*noise*), sehingga kurva yang dihasilkan menjadi lebih halus (*smooth*). Proses ini dilakukan dengan menyesuaikan nilai *crosspower* secara akurat, yaitu dengan menaikkan atau menurunkan titik-titik tertentu, untuk mengidentifikasi dan mengeliminasi data yang terpengaruh oleh gangguan atau tidak merepresentasikan kondisi bawah permukaan secara nyata. Hasil dari proses QC ini kemudian disimpan dalam format berkas .mv.



(A)

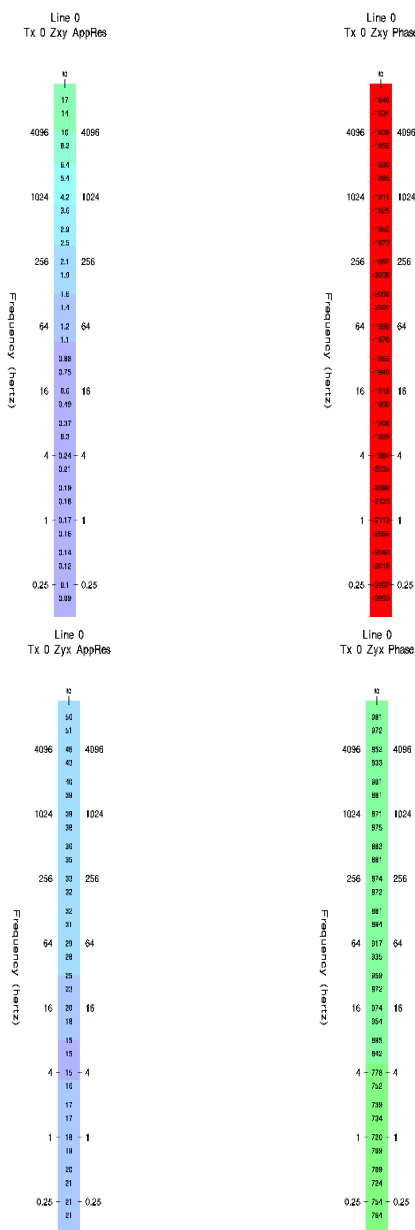


(B)

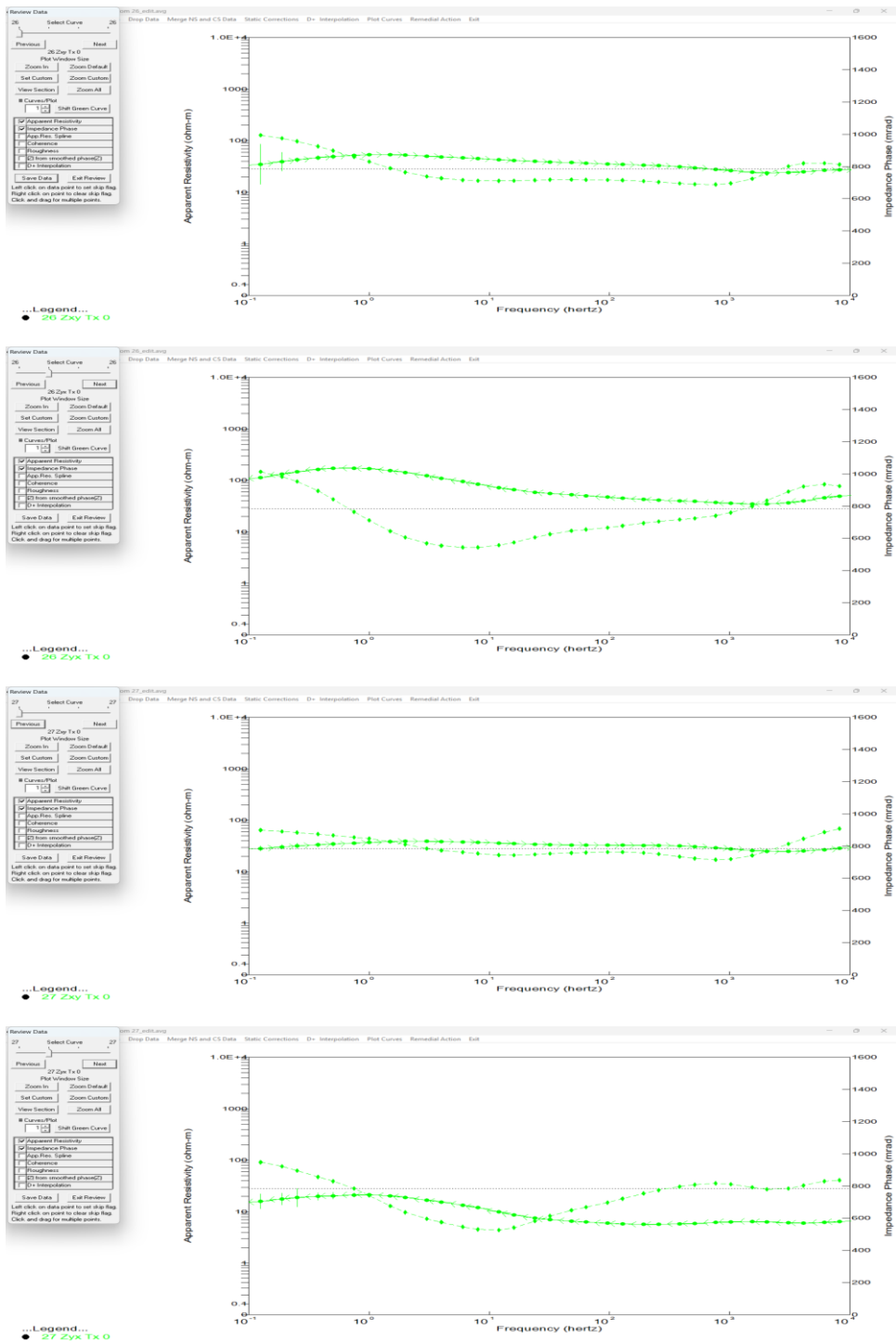
Gambar 16. (A) Quality Control (QC) Data Lapangan dan (B) kurva tahanan jenis semu (*apparent resistivity*) Z_{xy} dan Kurva fase dalam (*Frequency domain*) Z_{yx} sebelum dan sesudah dilakukan *Cross Power Selection*.

2.5.3 Pengolahan Data *Software Astatic*

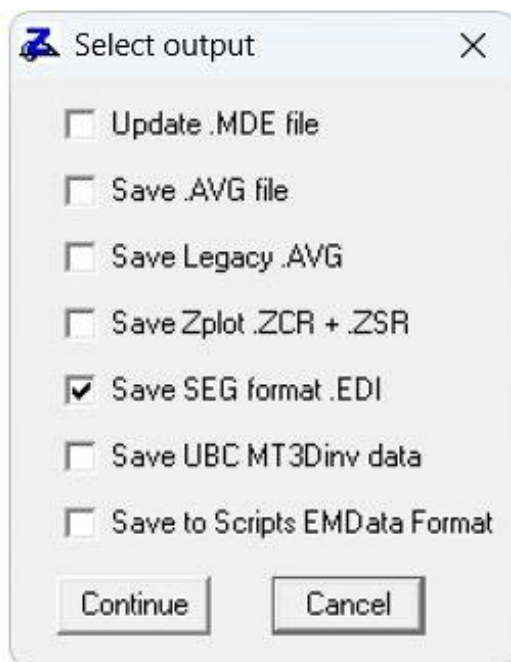
Astatic merupakan program yang berfungsi untuk menghilangkan efek statis yang muncul selama pengukuran di lapangan. Hasil pengolahan dari *Astatic* ini menjadi data lanjutan yang dapat digunakan untuk pemodelan bawah permukaan, dan disimpan dalam format berkas *.edi.



Gambar 17. Tx 0 Zxy AppRes, Tx 0 Zyx AppRes, Tx 0 Zxy Phase, Tx 0 Zyx Phase.



Gambar 18. Hasil Plot Kurva (Zxy dan Zyx).



Verify EDI file header values

Line

Project

for

Job on by

State Country

Dipole length

Rx X Z positive => Y Azimuth

Reference point

Ref. grid point

Information Block Text

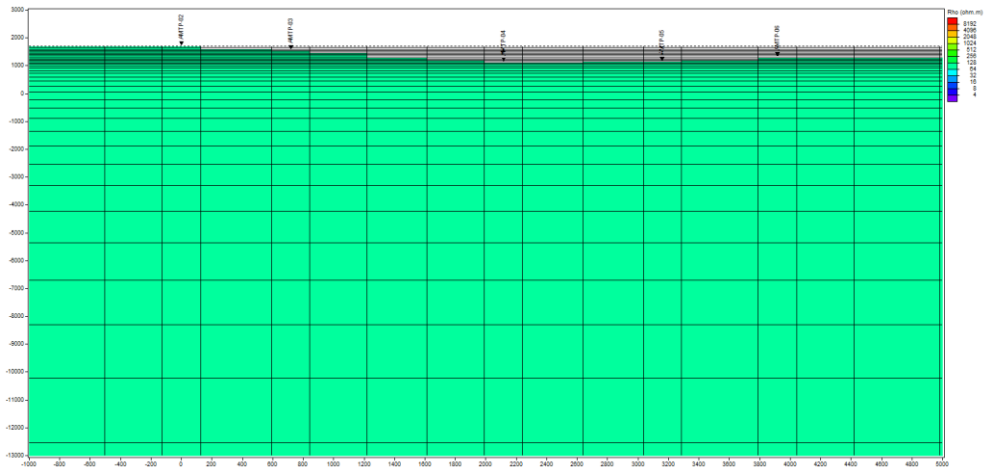
☐ Save Static-Corrected Data EDI file name

Continue Cancel

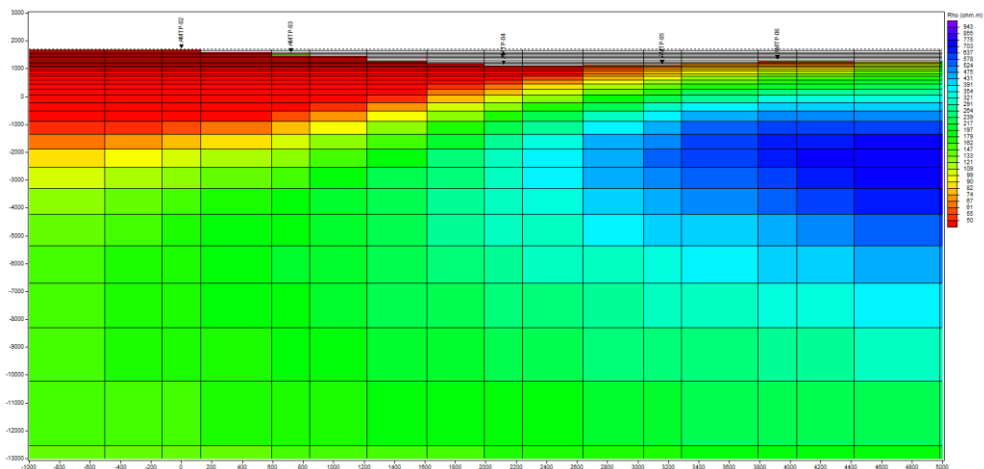
Gambar 19. Pemilihan *Output* file data format.edi dan *Layout* penyimpanan data AMTP-02.edi.

2.5.4 Pengolahan Data Software Winglink

Pada program Winglink ini, pemodelan 2D dapat dilakukan berdasarkan profil lintasan yang ingin dimodelkan. Sebelum memulai proses pemodelan, pengguna harus terlebih dahulu membuat *database* dan mengimpor data *.edi ke dalam *project*. Setelah proses ini selesai, barulah pemodelan dapat dilanjutkan ke tahap berikutnya.



(A)

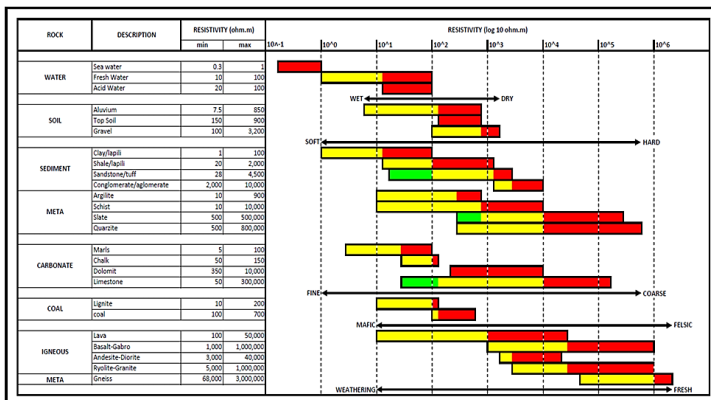


(B)

Gambar 20. (A) Initial model dan (B) Hasil Pemodelan Inversi 2D Audio-Frequency Magnetotelluric (AMT).

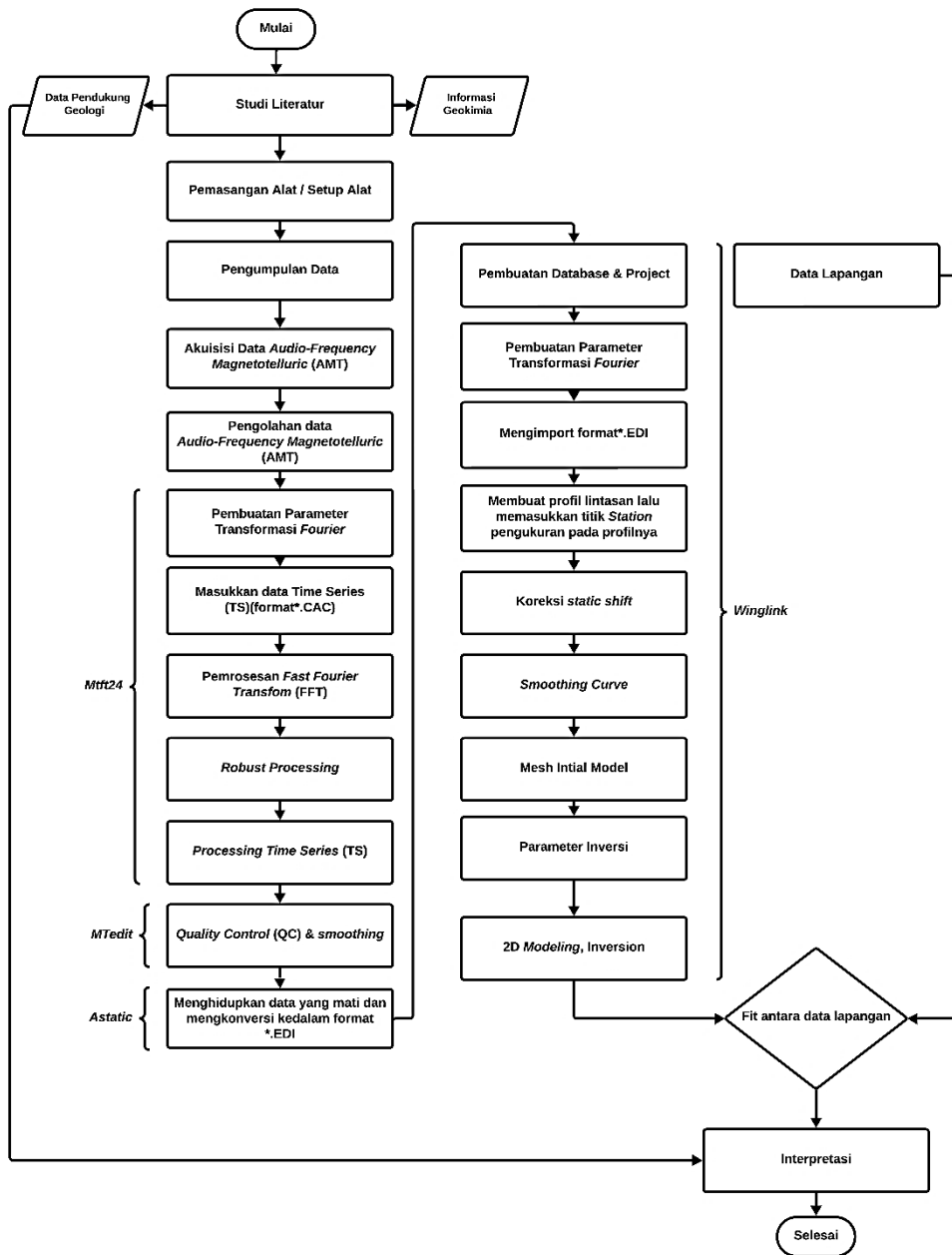
Gambar 21. Parameter model Inversi 2D Audio-Frequency Magnetotelluric (AMT).

Pada penelitian ini dilakukan interpretasi pemodelan inversi 1D dan 2D dapat dimanfaatkan untuk mengidentifikasi jenis batuan yang berperan sebagai komponen utama dalam sistem panas bumi, dengan merujuk pada rentang yang dapat dijangkau nilai tahanan jenis lapisan bawah permukaan seperti yang ditunjukkan pada **Gambar 22**.



Gambar 22. Nilai rentang tahanan jenis yang dijangkau dalam bawah permukaan (Dewi, 2015).

2.6 Bagan Alir Penelitian



Gambar 23. Bagan Alir Penelitian.