

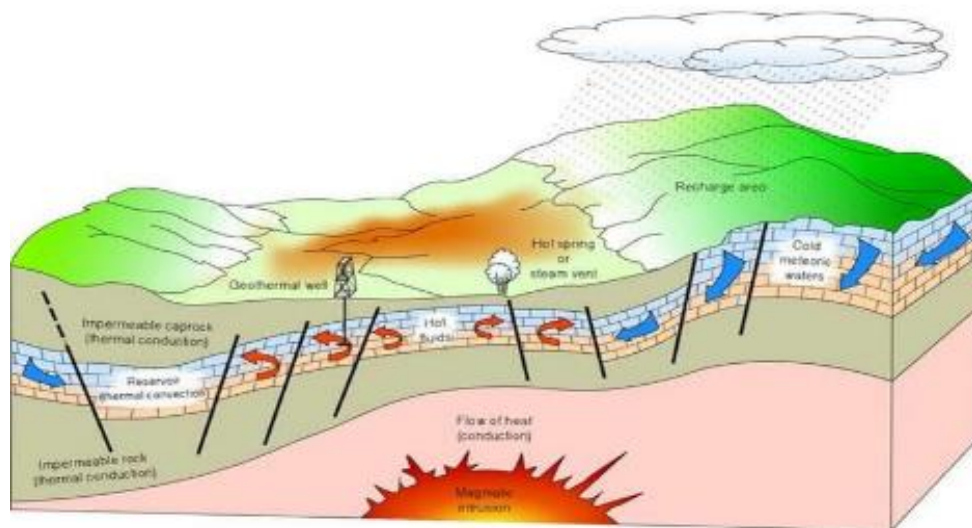
BAB II

TEORI DASAR

2.1. Sistem Panas Bumi

Energi panas bumi adalah energi panas yang bersumber dari panas di dalam bumi yang disalurkan ke permukaan bumi secara konduksi dan konveksi. Energi panas tersebut berupa fluida dengan fasa air atau uap yang terbentuk di dalam reservoir panas bumi akibat pemanasan yang dilakukan oleh batuan beku panas dari pembekuan magma sebagai sumbernya. Untuk memanfaatkan energi panas bumi, dibutuhkan lokasi dengan kondisi geologi tertentu yang memiliki komponen-komponen dari sistem panas bumi.

Komponen sistem panas bumi tersebut adalah lapisan penutup (*clay cap*), Struktur geologi berubah patahan (*fault*), batuan yang bersifat *permeable* tempat terakumulasinya fluida (reservoir), sumber panas (*heat source*), dan fluida yang berperan untuk menghantarkan panas dari reservoir ke permukaan. Keseluruhan ini harus ditemukan di zona prospek agar terbentuk sistem yang dapat dimanfaatkan secara efektif[6].



Gambar 2.1. Ilustrasi ideal sistem hidrothermal[7]

2.2. Klasifikasi Sistem Panas Bumi

Sistem panas bumi telah diklasifikasikan menjadi banyak jenis sesuai dengan kontrol geologis wilayah tersebut. Secara garis besar sistem panas bumi di

kontrol oleh adanya sumber panas (*heat source*), batuan reservoir, lapisan penutup (*claycap*), keberadaan struktur geologi dan daerah resapan air[8].

Hochstein dan Browne [9], mengategorikan sistem panas bumi menjadi tiga sistem, yaitu:

1. Sistem hidrothermal, merupakan proses transfer panas dari sumber panas ke permukaan secara konveksi, yang melibatkan fluida *meteoric* dengan atau tanpa jejak dari *magmatic*.
2. Sistem Vulkanik, merupakan proses transfer panas dari dapur magma ke permukaan melibatkan konveksi fluida *magmatic*. Pada sistem ini jarang di temukan adanya fluida *meteoric*.
3. Sistem vulkanik-hidrothermal, merupakan kombinasi dua sistem sebelumnya, yang diwakili dengan air *magmatic* yang naik kepermukaan dan bercampur air *meteoric*.

Selain kategori berdasarkan sistem terdapat klasifikasi menurut temperatur suatu sistem panas bumi dalam penelitian Hochstein dan Soengkono[10].

Sistem panas bumi di bagi menjadi tiga berdasarkan temperatur reservoir :

1. Temperatur tinggi (temperatur reservoir lebih besar dari 225°C)
2. Temperatur sedang (temperatur reservoir 125°C hingga 225°C)
3. Temperatur rendah (temperatur reservoir lebih kecil dari 125°C)

Sedangkan dalam penelitian lain [11] sistem panas bumi dapat di klasifikasikan menjadi dua berdasarkan fase fluida di dalam reservoir, yaitu :

1. *Single phase system*

Reservoir yang mengandung air panas dengan temperatur sekitar 90°C hingga 180°C dan tidak ada pendidihan yang terjadi di reservoir. Reservoir pada sistem ini termasuk sistem panas bumi bersuhu rendah. Jika reservoir ini dibor, maka *output* yang didapat berupa air karena rekahan pada sistem ini masih sangat tinggi.

2. *Two phase system*

Two phase system terbagi menjadi 2, yaitu:

a. *Vapour dominated system*

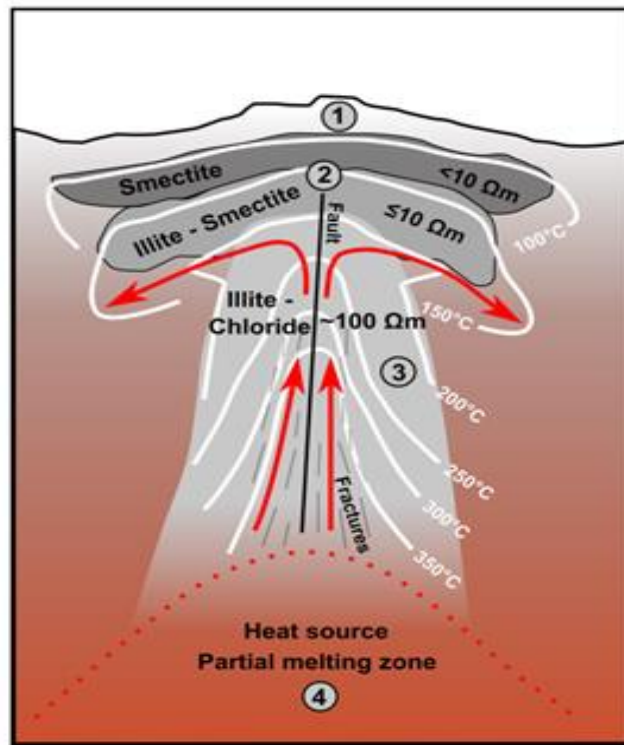
Vapour dominated system merupakan sistem tertutup dimana sangat sedikit *rechargeable water*. Air pada reservoir bisa meresap namun sangat lama akibat berputar-putar di reservoir dan tidak ada *outflow* yang mengakibatkan adanya arus konveksi. Hal ini mengakibatkan batuan reservoir menjadi homogen dan temperatur maupun tekanan fluida menjadi relatif konstan. Fluida di reservoir yang didominasi oleh uap akibat temperatur dan tekanan yang sangat tinggi, menghasilkan manifestasi berupa *fumarol* dan *acid hot spring*.

b. *Water dominated system*

Water dominated system merupakan sistem terbuka yang terdapat *rechargeable water*. Reservoir mengandung air dan uap namun lebih didominasi oleh air. Pada sistem ini terdapat *outflow* sehingga jenis manifestasinya lebih beragam, sehingga menyebabkan temperatur dan tekanan di reservoir berubah seiring dengan kedalamannya. Semakin dalam maka tekanan semakin tinggi.

2.3. Distribusi Tahanan jenis Panas bumi

Dalam survei panas bumi, parameter fisika yang berlaku biasanya ada tahanan jenis. Survei tahanan jenis telah digunakan untuk eksplorasi panas bumi di Selandia Baru selama lebih dari 40 tahun [12]. Sebaran tahanan jenis pada sistem panas bumi terdiri dari sejumlah zona yang berbeda, bergantung pada suhu (Gambar 2.2). Lapisan atas yang bersuhu lebih rendah dicirikan oleh perubahan pada mineral batuan menjadi *smektit*, lempung penghantar listrik yang terbentuk pada suhu yang lebih tinggi menjadi *illite* dan yang kurang konduktif menjadi berlapis dengan *smektit*. Kandungan *smektit* menurun dengan meningkatnya suhu dan *ilit* murni biasanya muncul pada suhu lebih dari 220° C dengan mineral alterasi suhu tinggi lainnya (klorit, epidot, dll) dalam kumpulan alterasi *propilitik*.



Gambar 2.2. Model Konseptual panas bumi temperature tinggi[14]

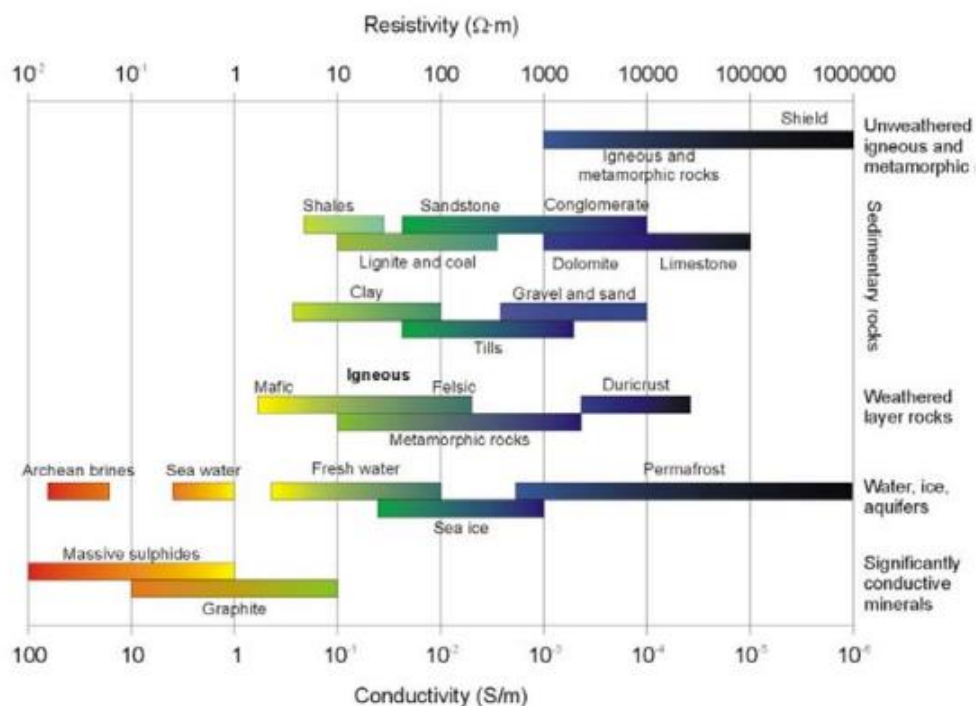
Tahanan jenis zona *smektit* ditentukan oleh jenis dan intensitas perubahan, dimodifikasi oleh derajat kejenuhan dan suhu aktual. Pada temperatur yang lebih tinggi dengan kandungan *smektit* yang lebih rendah dan tahanan jenis formasi meningkat. Korelasi mineral alterasi, distribusi tahanan jenis, dan survei permukaan, menunjukkan bahwa transisi terjadi ketika proporsi *smektit* turun di bawah 30%. Ini sesuai dengan suhu sekitar dan tahanan jenis khas di zona suhu tinggi terletak antara 20 dan 100 ohm.m .

Gambar 2.2 berasal dari sebuah studi untuk mengevaluasi tahanan jenis elektromagnetik yang berbeda untuk eksplorasi panas bumi. Menurut beberapa penelitian[11] dan [14] identifikasi reservoir panas bumi dengan metode magnetotellurik memiliki hasil yang baik dengan kemungkinan kontras tahanan jenis dan resolusi yang sesuai, di samping tingkat kesalahan pengukuran. Analisis mengasumsikan batas horizontal antara lapisan konduktif (*caprock*) dan reservoir suhu tinggi dapat dikembangkan untuk menggambarkan target panas bumi.

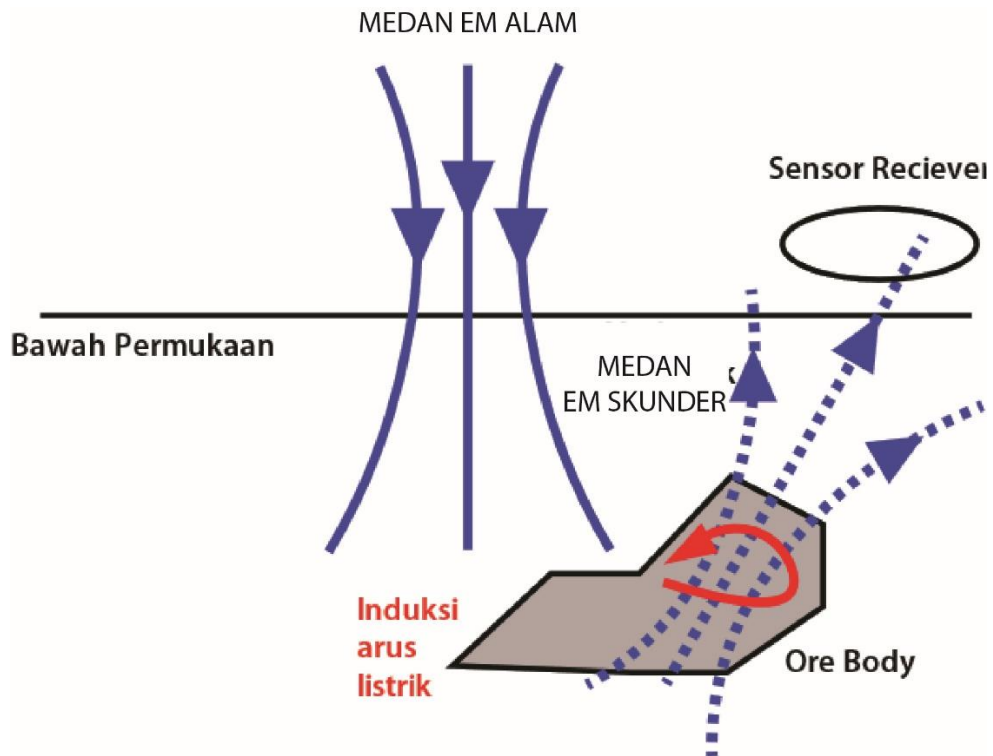
2.4. Prinsip Metode Magnetotellurik

Survei geofisika terutama dimaksudkan untuk memperoleh informasi mengenai distribusi parameter-parameter fisika dibawah permukaan berdasarkan hasil pengukuran di permukaan bumi. Dalam survei geofisika menggunakan metode elektromagnetik (EM) sifat fisik yang relevan adalah konduktivitas atau tahanan jenis batuan (tabel 2.1).

Tabel 2.1 Rentang harga tahanan jenis (atau konduktivitas) berbagai batuan dan material[15]



Metode magnetotellurik (MT) merupakan salah satu metode eksplorasi geofisika yang memanfaatkan medan elektromagnetik alam. Medan elektromagnetik tersebut ditimbulkan oleh berbagai proses fisik yang cukup kompleks sehingga spektrum frekuensinya sangat lebar (10^{-5} Hz – 10^4 Hz)[16]. Pada frekuensi yang cukup rendah (< 1 Hz), *solar wind* yang mengandung partikel-partikel bermuatan listrik berinteraksi dengan medan magnet permanen bumi sehingga menyebabkan variasi medan elektromagnetik. Variasi pada jangkah frekuensi audio (*audio frequency band*, di atas 1 Hz) terutama disebabkan oleh aktivitas meteorologis berupa petir [17].



Gambar 2.3. Ilustrasi prinsip dasar metode Magnetotellurik [18]

Kebergantungan fenomena listrik - magnet terhadap sifat kelistrikan terutama konduktivitas medium (bumi) dapat dimanfaatkan untuk keperluan eksplorasi menggunakan metode magnetotellurik. Pengukuran metode magnetotellurik dilakukan secara simultan dengan variasi medan listrik (E) dan medan magnet (H) sebagai fungsi waktu. Dalam data magnetotellurik terdapat informasi mengenai konduktivitas medium yang dapat diperoleh dari penyelesaian persamaan Maxwell menggunakan model-model yang sederhana.

2.5. Persamaan Medan Elektromagnetik Maxwell

2.5.1. Persamaan Maxwell

Persamaan Maxwell merupakan hasil – hasil eksperimen (empiris) mengenai fenomena listrik – magnet yang dilakukan oleh Farraday, Ampere, Gauss, Coulomb selain yang dilakukan oleh Maxwell sendiri. Persamaan tersebut telah banyak diuraikan dalam referensi pengantar geofisika khususnya metode Elektromagnetik. Beberapa sumber menuliskan dalam bentuk diferensial,

persamaan Maxwell dalam domain frekuensi dapat dituliskan sebagai berikut, [16] :

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho}{\varepsilon} \quad (2.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2.4)$$

Dimana :

\mathbf{E} : kuat medan listrik (V/m)

\mathbf{H} : kuat medan magnet (Tesla)

\mathbf{B} : *flux* magnetik (W/m²)

\mathbf{D} : perpindahan listrik (Coulomb/m²)

\mathbf{j} : rapat arus (Ampere/ m²)

q : rapat muatan listrik (Coulomb/m³)

Tampak bahwa dalam persamaan Maxwell, dinyatakan oleh persamaan (2.3) dan (2.4) terdapat dua variabel yaitu medan listrik \mathbf{E} dan medan magnet \mathbf{H} . Kita dapat memperoleh pemisahan variabel \mathbf{E} dan \mathbf{H} dengan cara operasi *curl*, serta substitusi besaran – besaran yang telah diketahui ($\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}$), ($\mathbf{D} = \varepsilon\mathbf{E}$), ($\mathbf{j} = \sigma\mathbf{E}$) sehingga diperoleh,

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \quad (2.5)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} \quad (2.6)$$

Dengan memperhatikan identitas vektor $\nabla \times \nabla \times \mathbf{x} = \nabla (\nabla \cdot \mathbf{x}) - \nabla^2 \mathbf{x}$ dimana \mathbf{x} adalah \mathbf{E} atau \mathbf{H} , maka kita dapatkan persamaan gelombang (persamaan Helmholtz) untuk medan listrik dan medan magnet sebagai berikut,

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \quad (2.7)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} \quad (2.8)$$

Penelitian lain [17] menganggap bahwa bumi sebagai lingkungan yang konduktif, Sehingga persamaan yang menggambarkan perambatan gelombang elektromagnetik di bumi adalah persamaan difusi bukan persamaan gelombang :

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (2.9)$$

Jika $\mathbf{E} = E_0 e^{-i\omega t}$, maka persamaan 2.9 menjadi :

$$\nabla^2 \mathbf{E} + i\omega\mu\sigma \mathbf{E} = 0 \quad (2.10)$$

Karena adanya perubahan energi elektromagnetik menjadi energi panas, maka kuat medan listrik menurun secara eksponensial dengan kedalaman. Jika gelombang hanya merambat melalui sumbu z, maka persamaan 2.10 menjadi :

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} + i\omega\mu\sigma \mathbf{E} = 0 \quad (2.11)$$

Dengan $\mathbf{E} = E_0 e^{-i\omega t} e^{kz}$, dimana E_0 adalah kuat medan listrik di permukaan, persamaan 2.11 akan menjadi :

$$E k^2 + i\omega\mu\sigma E = 0 \quad (2.12)$$

$$E(k^2 + i\omega\mu\sigma) = 0 \quad (2.13)$$

Kemudian solusi untuk k adalah :

$$k = \pm(1 - i) \sqrt{\frac{i\omega\mu\sigma}{2}} \quad (2.14)$$

Dimana k merupakan bilangan gelombang kompleks dari medium. Sehingga perambatan medan di bumi dapat ditulis juga sebagai :

$$E = E_0 e^{-i\omega t} e^{i\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} \quad (2.15)$$

Persamaan $e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z}$, merepresentasikan peluruhan amplitudo karena perambatan gelombang pada sumbu z .

2.5.2. Apparent Resistivity dan Phase

Apparent resistivity dan *phase* merupakan dua parameter utama yang digunakan untuk mengolah informasi struktur tahanan jenis dari data yang diukur. Dengan menghitung *apparent resistivity* sebagai fungsi frekuensi, variasi dengan kedalaman dapat ditentukan.

Kuat medan magnet \mathbf{H} yang bervariasi terhadap waktu ditulis dengan $\mathbf{H} = \mathbf{H}_0 e^{-i\omega t}$ sehingga persamaan 2.3 dapat ditulis ulang menjadi :

$$\mathbf{H} = \frac{1}{i\omega\mu_0} (\nabla \times \mathbf{E}) \quad (2.16)$$

Di dalam bumi, perbandingan kuat medan listrik dan medan magnet dengan substitusi ($\mathbf{E}_x = E_0 e^{-kz} e^{-i\omega t}$) dapat ditulis sebagai :

$$\mathbf{H}_y = \frac{1}{i\omega\mu_0} E_0 e^{-kz} e^{-i\omega t} \quad (2.17)$$

Dimana medan listrik \mathbf{E}_x tegak lurus dengan medan magnetik \mathbf{H}_y . Informasi mengenai struktur tahanan jenis bumi dari pengukuran di permukaan ($z = 0$),

maka perbandingan medan listrik \mathbf{E} tegak lurus medan magnet \mathbf{H} yang terukur digunakan dan didefinisikan sebagai impedansi:

$$\mathbf{Z} = \frac{\mathbf{E}}{\mathbf{H}} \quad (2.18)$$

Dengan substitusi komponen persamaan 2.17, impedansi Z dapat ditulis sebagai :

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{(1-i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\omega \mu_0 \rho} \quad (2.19)$$

Apparent Resistivity (ρ_{xy}) merepresentasikan volume rata-rata tahanan jenis bumi dengan jarak yang sama ke *skin depth*, *Apparent Resistivity* (ρ_{xy}) dapat diselesaikan dari persamaan 2.19 :

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.20)$$

Dan *phase* (ϕ_{xy}) merefleksikan perbedaan fase antara komponen medan listrik dengan medan magnet yang didefinisikan dengan :

$$\phi = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(Z_{xy})}{\text{Re}(Z_{xy})} \right] \quad (2.21)$$

2.5.3. Skin Depth

Dalam penelitian lain [19] *Skin depth* (δ) didefinisikan sebagai kedalaman dimana amplitudo gelombang berkurang hingga lebih menjadi sepertiga amplitudo awal. Dalam medium 1-D yang homogen, diperoleh :

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega \mu_0}} = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (2.22)$$

dimana ρ adalah tahanan-jenis medium homogen atau ekuivalensinya, $\omega = 2\pi f$. Besaran *skin depth* digunakan untuk memperkirakan kedalaman penetrasi atau kedalaman investigasi gelombang EM dalam satuan meter. Untuk keperluan praktis digunakan definisi kedalaman efektif yang lebih kecil dari *skin depth* yaitu $\delta/\sqrt{2}$.

2.6. Koreksi Efek *Static Shift*

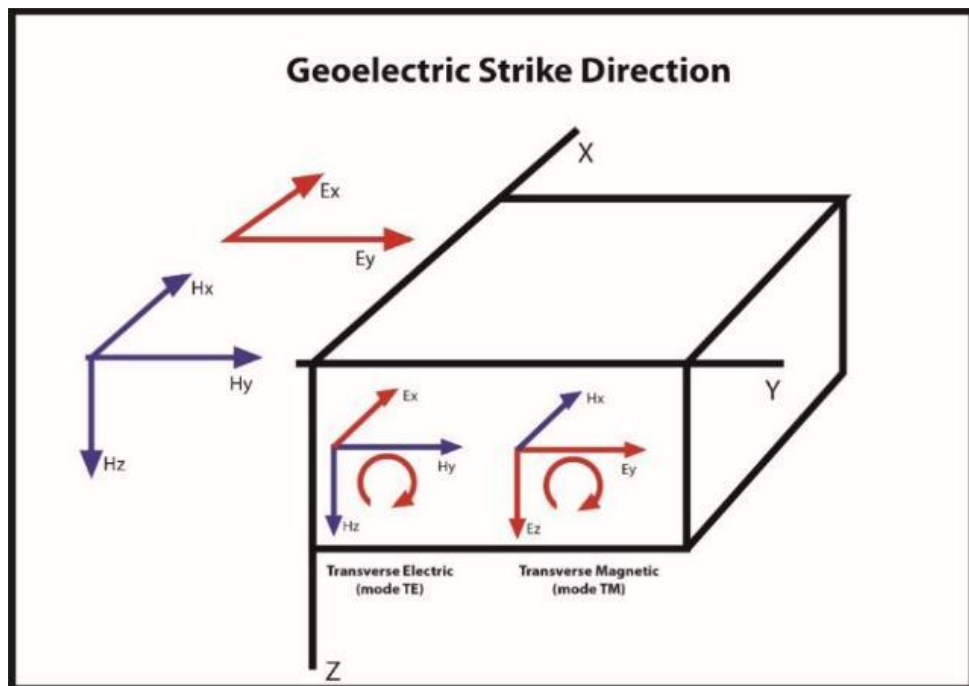
Dalam magnetotellurik ada istilah efek *static shift* (efek pergeseran statis). Efek ini menghasilkan distorsi atau gangguan pada data magnetotellurik yang disebabkan oleh pengaruh heterogenitas lokal dekat permukaan dan faktor topografi. Akumulasi muatan listrik pada batas konduktivitas medium menimbulkan medan listrik sekunder yang tidak bergantung pada frekuensi. Hal ini menyebabkan kurva *sounding* magnetotellurik ($\log \text{ Apparent Resistivity}$ terhadap $\log \text{ periode}$) bergeser ke atas atau kebawah sehingga paralel terhadap kurva *sounding* yang seharusnya[20].

Interpretasi atau pemodelan terhadap data magnetotellurik yang mengalami distorsi akan menghasilkan *error* pada parameter model. jika medium dianggap 1-D maka pemodelan terhadap kurva *sounding apparent resistivity* yang dikalikan dengan konstanta k akan menghasilkan lapisan-lapisan dengan tahanan jenis dan ketebalan yang masing-masing dikalikan dengan k dan $k^{\frac{1}{2}}$. Karena itu penentuan konstanta k sangat penting untuk mengoreksi kurva *sounding* magnetotellurik sebelum dilakukan pemodelan.

2.7. Pemodelan Magnetotellurik

Pada lapisan bumi yang seragam dan horizontal, *apparent resistivity* tidak bergantung pada arah komponen medan listrik dan medan magnetik. Kondisi ini berbeda jika strukturnya 2-D. Jika bumi dipandang sebagai 2-D, akan lebih sederhana jika kita pisahkan menjadi dua komponen. Komponen medan E_x, H_y, H_z berhubungan dengan arus listrik sepanjang *strike*. Ketiga komponen tersebut disebut mode TE (*Transverse Electric*) jika *apparent*

resistivity dihitung dari E_x dan H_y . Mode TE sangat sensitif sepanjang *Strike* yang konduktor. Selain itu H_x , E_y , H_z termasuk dalam mode TM (*Transverse Magnetic*) *apparent resistivity* dihitung dari H_x dan E_y . Dalam mode TM, arus mengalir sepanjang batas tahanan jenis yang berbeda, yang menyebabkan muatan listrik bertambah pada perlapisan batuan. Sehingga mode TM lebih efektif dalam melokalisasi perlapisan antara daerah yang berbeda tahanan jenisnya.



Gambar 2.4. Konfigurasi Medan EM dalam Struktur Geolistrik 2-Dimensi [17]

2.7.1. Pemodelan *Forward*

Pemodelan *forward* dalam metode elektromagnetik untuk menentukan distribusi tahanan jenis tertentu membutuhkan solusi numerik dari persamaan *Maxwell*. Saat ini, ada 3 pendekatan utama[21], dengan *finit differences* (FD), *finite elements* (FE), dan metode persamaan integral. Pendekatan ini berbeda dalam diskritasi ruang model dan cara mendapatkan solusi. Dalam pendekatan *finite difference* (FD), yang merupakan dasar untuk algoritma inversi digunakan dalam pekerjaan ini, persamaan *Maxwell* diselesaikan dengan

pendekatan turunan dengan perbedaan antara *neighboring points* $x_{i+\frac{1}{2}} = x_i + \frac{dx}{2}$ dalam grid persegi, biasanya disebut *yee cell*.

$$\frac{f(x + dx) - f(x)}{dx} = f' \left(x + \frac{dx}{2} + O(dx^2) \right) \quad (2.21)$$

Berikut ini adalah turunan pertama untuk masalah satu dimensi dengan kesalahan dalam urutan $O(dx^2)$ [22]. Keuntungan utamanya adalah relatif sederhana pada pengaturan model. Bagian sulit ada pada masalah geometri dan topografi yang rumit.

Metode *finite element* menggunakan grid tidak terstruktur (mesh) dengan kubus, prisma atau tetrahedron sebagai elemen terkecil. Persamaan *Maxwell* diselesaikan menggunakan fungsi dasar dan pembobotan. Kompleksitas komputasinya di definisikan dengan kemampuan adaptasi *mesh* dan termasuk topografi. Untuk pendekatan persamaan integral menjelaskan masalah penyebaran atau distribusi menggunakan bentuk integral dari persamaan *Maxwell*. Metode *Green's Function* diterapkan untuk volume V^s dengan konduktivitas yang berbeda dari pada lingkungan berlapis untuk memecahkan medan listrik (E) yang tidak diketahui dan distribusi konduktivitas (σ) :

$$E(r) = E_0(r) + \int_{V^s} G_0(r, r') (\sigma - \sigma_0) E(r') dr' \quad (2.24)$$

Dengan G adalah koefisien *green's function* untuk kasus berlapis dengan konduktivitas σ_0 , dan E didefinisikan medan listrik. Hanya anomali (atau distribusi) dalam model tidak digunakan, tetapi pengaturan pendekatan *green's function* yang sesuai persamaan cukup rumit. Ketiga pendekatan ini menghasilkan sistem persamaan linear dengan batas kondisi b dan komponen bidang yang dicari x :

$$A \cdot x = b \quad (2.25)$$

yang dapat diselesaikan sesuai dengan sifat A. Untuk pemodelan 3D, A dapat sangat besar, dan solusi dari sistem ini tidak layak dengan metode langsung. Oleh karena itu, saat ini sering kali metode *iteratif* dan *preconditioners* digunakan [21]. Pemodelan *forward* adalah bagian penting dari algoritma inversi. Sangat berguna di semua tahap 1D, 2D, dan 3D untuk mengevaluasi kelebihan dan kelemahan inversi dan interpretasi berbagai macam hipotesis untuk data dan model.

2.7.2. Pemodelan Inversi

Dalam pemodelan inversi data magnetotellurik terdapat pemodelan secara 1-D dan 2-D. Pemodelan ini akan menjadi dasar untuk interpretasi kuantitatif dari data magnetotellurik. Dalam penentuan struktur bumi dari pengukuran geofisika, metode inversi matematika selalu memainkan peran kunci [23].

Untuk model 1-D adalah model paling sederhana dimana nilai tahanan jenis bervariasi terhadap kedalaman. Model 1-D biasanya direpresentasikan oleh model berlapis *horizontal*. Dalam hal ini parameter model adalah nilai tahanan jenis dan ketebalan tiap lapisan. Pada proses inversi kita melakukan analisis terhadap data penelitian dengan cara melakukan pendekatan kurva model dan data observasi. Tujuan dari proses inversi adalah untuk mengestimasi parameter fisis batuan yang tidak diketahui sebelumnya.

Kita asumsikan \mathbf{m} adalah model (distribusi sifat fisis), \mathbf{F} merupakan fungsi Kernel (merepresentasikan proses fisika secara matematis), $\mathbf{d'}$ merupakan data prediksi (respons yang disebabkan oleh model), dari parameter tersebut kita bisa menuliskan persamaan *forward modelling* berikut :

$$\mathbf{d'} = \mathbf{Fm} \quad (2.26)$$

Dimana \mathbf{d} adalah vektor data, \mathbf{m} adalah vektor model dan $\mathbf{F(m)}$ adalah fungsi *forward modelling*. Pemecahan masalah menggunakan algoritma dilakukan Newton dengan mencari solusi model yang meminimumkan fungsi objektif Ψ , yang didefinisikan oleh:

$$\Psi(m) = (d - mF)^T V(d - mF) \quad (2.27)$$

Pemodelan 1D data magnetotellurik menggunakan inversi Bostick. Inversi Bostick ini merupakan suatu perkiraan yang digunakan untuk mendapatkan kurva tahanan jenis semu $\rho_a(T)$ dan juga sebagai pertimbangan pola persebaran tahanan jenis terhadap kedalaman, dimana informasi fase tidak ada (tidak dapat dipercaya). Transformasi Bostick memberikan perkiraan distribusi tahanan jenis dan kedalaman $\rho_B(h)$ hingga $\rho_n(h)$, dimana h adalah penetrasi kedalaman pada medium *half-space* dalam tahanan jenis yang sama untuk tahanan jenis semu pada periode (T), dijelaskan dengan formula:

$$h = \frac{\sqrt{\rho_a(T)}}{2\pi\mu_0} \quad (2.28)$$

Tahanan jenis Bosstick $\rho_B(h)$ terhadap kedalaman, diberikan oleh:

$$\rho_B(h) = \rho_a(T) \frac{1 + m(T)}{1 - m(T)} \quad (2.29)$$

Dimana $m(T)$ adalah gradien pada kurva tahanan jenis semu dalam skala log-log :

$$m = \frac{d \log \rho_a(T)}{d \log (T)} = \frac{T}{\rho_a(T)} \frac{d \rho_a(T)}{d(T)} \quad (2.30)$$

Pernyataan alternatif untuk tahanan jenis Bostick pada kedalaman (h) digunakan oleh beberapa penulis, diterangkan dalam penelitian [24] :

$$\rho_b(h) = \rho_a(T) \left(\frac{\pi}{2\phi(T)} - 1 \right) \quad (2.31)$$

Informasi fase $\phi(T)$ berhubungan dengan aslinya. Sedangkan untuk pemodelan 2D menggunakan inversi *Nonlinear Conjugate Gradient* yang diaplikasikan pada *software winglink*. Untuk dapat merepresentasikan kondisi

bawah permukaan secara lebih realistis maka digunakan model 2D dimana tahanan jenis bervariasi terhadap kedalaman (z) dan jarak dalam arah penampang atau profil (y) sehingga $r(y, z)$.

Dalam hal ini tahanan jenis medium tidak bervariasi dalam arah sumbu x yang merupakan arah struktur (*stiker*). Untuk pemodelan 2D berupa model bawah permukaan yang terdiri dari blok-blok dengan ukuran berbeda. Dalam hal ini parameter 2D adalah nilai tahanan jenis dari tiap blok yang mempunyai dimensi lateral (x) dan vertikal (z).

Pemecahan masalah menggunakan *algoritma nonlinear conjugate gradient* (NLCG) dilakukan dengan mencari solusi model yang meminimalkan fungsi objektif ψ , yang didefinisikan dalam penelitian [25] :

$$\psi(m) = ((d - mF)^T V^{-1}(d - mF)) + \varepsilon^2 m^T W_m m \quad (2.31)$$

Dimana ε adalah bilangan positif sebagai bobot relatif antara kedua faktor yang diminimalkan, dan W adalah faktor *smoothness* yang merupakan fungsi kontinyu model yang dapat dinyatakan oleh turunan pertama atau turunan keduanya.